



Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Premières applications cristallogéniques, géochimiques et isotopiques dans les reconstitutions paléogéographiques et géodynamique régionales.

Jean-Pierre Gély

► **To cite this version:**

Jean-Pierre Gély. Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Premières applications cristallogéniques, géochimiques et isotopiques dans les reconstitutions paléogéographiques et géodynamique régionales.. Géologie appliquée. Université de Savoie, 1988. Français. NNT : . tel-00531185

HAL Id: tel-00531185

<https://theses.hal.science/tel-00531185>

Submitted on 2 Nov 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DEPARTEMENT DES SCIENCES
DE LA TERRE
UNIVERSITE DE SAVOIE

LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DU MUSEUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE

Jean-Pierre GELY
soutiendra sa thèse de doctorat en Sciences

**Stratigraphie, Tectonique et Métamorphisme comparés de part et d'autre du front
pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France).**

Premières applications cristallogéniques, géochimiques et isotopiques
dans les reconstitutions paléogéographique et géodynamique régionales.

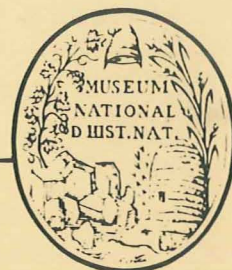
le 19 juillet 1988 à 14h15
Amphi Vey - Université de Savoie
Chambéry - Campus de Jacob-Bellecombette
Vous y êtes cordialement invité ainsi qu'à la réunion amicale qui suivra.



UNIVERSITE DE SAVOIE

GEORGES H. MASCLÉ

MUSÉUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE



Mémoire présenté pour l'obtention
du titre de Docteur en Géologie.

**STRATIGRAPHIE, TECTONIQUE ET METAMORPHISME
COMPARES DE PART ET D'AUTRE DU FRONT PENNIQUE EN
TARENTAISE
(ALPES DE SAVOIE, FRANCE)**

**PREMIERES APPLICATIONS CRISTALLOCHIMIQUES, GEOCHIMIQUES ET
ISOTOPIQUES DANS LES RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUE ET
GEODYNAMIQUE REGIONALES.**

par

Jean-Pierre Gély

RESUME

Cette étude concerne les zones delphinohelvétique interne (domaine dauphinois), des Brèches de Tarentaise et du Niéard (domaine pennique externe) réparties de part et d'autre du front pennique en Savoie (France).

Si la zone du Niéard contenait un flysch priabonien bien daté, la zone des Brèches de Tarentaise possédait un flysch d'âge incertain. En l'absence de marqueur biostratigraphique dans ce dernier flysch, les caractéristiques géochimiques et isotopiques de chaque flysch ont valeur de marqueurs stratigraphiques régionaux.

Ces marqueurs ont permis d'attribuer le flysch de Tarentaise au Tertiaire et selon toute vraisemblance, on peut lui donner un âge priabonien. Il est distingué des brèches du Quermoz qui sont datées du Dogger.

L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE SEQUENTIELLE COMPAREE ENTRE LES DOMAINES DAUPHINOIS ET PENNIQUE EXTERNE amène à définir des séquences stratigraphiques majeures réparties en quatre époques.

- * L'époque pré-rift (Trias) voit s'individualiser deux domaines distincts:
 - le domaine alpin (zones des Brèches de Tarentaise et du Niéard) caractérisé par quatre séquences stratigraphiques majeures sur une plate-forme subsidente:
 - la séquence du Permo-Anisien supérieur;
 - la séquence du Ladinien-Carnien;
 - la séquence du Norien;
 - la séquence du Rhétien;
 - le domaine germanique (zone delphinohelvétique interne), longtemps resté émergé (môle vindélicien), ne possédant que les trois dernières séquences stratigraphiques du Trias.
- * L'époque syn-rift (Lias-Dogger) voit la plate-forme européenne de la paléomarge de l'océar téthysien se différencier en deux domaines distincts:
 - le bassin dauphinois (zones delphinohelvétique interne et subbriançonnaise);
 - la plate-forme occidentale du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niéard).Dans ces deux domaines, deux séquences stratigraphiques majeures sont reconnues et contiennent des séquences mineures:
 - la séquence de l'Hettangien-Aalénien formée des séquences mineures du Lias inférieur, du Lias moyen et du Lias supérieur? - Aalénien;
 - la séquence du Bajocien-Tithonique.

Lors de cette dernière séquence, la plate-forme occidentale du môle briançonnais est marquée par le dépôt de brèches du Dogger probablement dans des bassins en pull-apart alignés le long d'un accident transcurrent, tandis qu'au Malm inférieur les derniers basculements de blocs à vergence externe provoquent les dépôts bréchiques de la zone subbriançonnaise.

- * L'époque post-rift (Malm-Crétacé) est très mal représentée dans les zones étudiées et n'a donc pas fait l'objet de reconstitutions paléogéographiques.
- * L'époque du bassin de flysch (Priabonien- Oligocène inférieur?) est marquée par des décrochements sénestres importants aux limites des anciens domaines mésozoïques; ainsi, un seul bassin de flysch marqué par deux dépôcentres s'étend à la fois sur un domaine à substratum dauphinois (unité des Albies) alimenté par un pays à affinité dauphinoise en proie à l'érosion et sur un domaine à substratum de type briançonnais (unité du Cheval Noir, zones des Brèches de Tarentaise et du Niéard) alimenté par un pays à affinité briançonnaise.

A partir du Priabonien supérieur, la fermeture du bassin est hétérochrone. Ainsi, les flyschs de Tarentaise et du Niéard au moins semblent être structurés dès l'Oligocène inférieur à moyen tandis qu'au Sud du Pelvoux le flysch des Aiguilles d'Arves passe en continuité aux grès du Champsaur.

LES ANALYSES TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE ont permis dans chaque zone de déterminer les domaines métamorphiques dans les faciès argileux et de mettre en évidence un métamorphisme isochimique et un métamorphisme métagénétique dans les faciès carbonatés pendant les événements tectoniques suivants:

- premier épisode synschisteux connu uniquement dans la zone des Brèches de Tarentaise;
- deuxième épisode synschisteux commun à toutes les zones et en domaine d'épizone;
- troisième épisode synschisteux de crénulation en domaine d'épizone;
- épisode de décrochements dextres dans un régime compressif N-S;
- épisode de décrochements sénestres dans un régime compressif E-W;
- épisode de bombements, de fracturations tardives et néotectonique s'inscrivant dans le régime compressif ENE-WSW de l'Actuel.

A mes parents

A ma famille

Qu'est-ce que le temps ? Qui serait capable de l'expliquer facilement et brièvement ? Qui peut le concevoir, même en pensée, assez nettement pour exprimer par des mots l'idée qu'il s'en fait ? Est-il cependant notion plus familière et plus connue dont nous usions en parlant ? Quand nous en parlons, nous comprenons sans doute ce que nous disons ; nous comprenons aussi, si nous entendons un autre en parler.

Qu'est-ce que le temps ? Si personne ne me le demande, je le sais ; mais si on me le demande et que je veuille l'expliquer, je ne le sais plus. Pourtant, je le déclare hardiment, je sais que si rien ne passait, il n'y aurait pas de passé ; que si rien n'arrivait, il n'y aurait pas d'avenir ; que si rien n'était, il n'y aurait pas de présent.

Comment donc, ces deux temps, le passé et l'avenir, sont-ils, puisque le passé n'est plus et que l'avenir n'est pas encore ? Quant au présent s'il était toujours présent, s'il n'allait pas rejoindre le passé, il ne serait pas du temps, il serait l'éternité. Donc, si le présent, pour être temps, doit rejoindre le passé, comment pouvons-nous déclarer qu'il est aussi, lui qui ne peut être qu'en cessant d'être ? Si bien que ce qui nous autorise à affirmer que le temps est, c'est qu'il tend à n'être plus.

Saint AUGUSTIN.

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
Introduction générale.....	5
1ère partie : Stratigraphie comparée entre le domaine dauphinois (zone dauphinoise) et le domaine pennique externe (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise).....	13
I. Introduction.....	13
II. Le socle cristallin et le Permo-Houiller.....	17
III. Le Trias	22
IV. La séquence stratigraphique majeure de l'Hettangien-Aalénien.....	39
V. La séquence stratigraphique majeure du Bajocien-Tithonique.....	59
VI. Le Crétacé	71
VII. Le Tertiaire	74
VIII. Conclusion de l'étude stratigraphique.....	93
2ème partie : Analyse tectonique comparée entre la zone delphinohelvétique interne et la zone des Brèches de Tarentaise.....	103
I. Introduction	103
II. La période postschisteuse.....	105
III. La période synschisteuse.....	113
IV. La période anteschisteuse.....	125
V. Tentative de mesure du taux de raccourcissement dans la zone delphinohelvétique interne entre la Maurienne et le Massif du Mont Blanc..	128
VI. Conclusion de l'analyse tectonique.....	134
3ème partie : Diagenèse et métamorphisme comparés entre le domaine dauphinois et le domaine pennique externe.....	139
Analyse métamorphique dans les faciès argileux.....	139
I. Les objectifs.....	139
II. Les méthodes.....	139
III. Les associations minéralogiques.....	141
IV. Comparaison entre les zones delphinohelvétique interne, du Niélard et des Brèches de Tarentaise.....	149
V. Conclusion de l'analyse métamorphique dans les faciès argileux.....	150
Diagenèse et métamorphisme dans les faciès carbonatés.....	153
Introduction générale.....	153
A. Etude pétrographique des faciès carbonatés.....	154
I. Introduction.....	154
II. Pétrographie des faciès carbonatés de la zone delphinohelvétique interne.....	156
III. Pétrographie des faciès carbonatés dans l'unité du Niélard.....	170
IV. Evolution métamorphique des faciès carbonatés dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	179
V. Conclusion de l'étude pétrographique des faciès carbonatés.....	191
B. Etudes géochimiques et isotopiques.....	192
I. Introduction.....	192
II. Comparaisons géochimiques et isotopiques dans les calcites syntectoniques.....	196
III. Comparaisons géochimiques et isotopiques des matrices des séries détritiques en zone pennique externe.....	201
IV. Conclusion des études géochimiques et isotopiques.....	206

	<u>Pages</u>
4ème partie : Essai de synthèse paléogéographique	209
Conclusion générale.....	225
I. Utilisation de nouveaux marqueurs stratigraphiques à valeur régionale.	225
II. Les nouveaux résultats	226
Bibliographie.....	231
Table des matières.....	259
Liste des figures.....	271
Planches photographiques.....	282
Annexes.....	347

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE.

L'accident pennique frontal, appelé également "front pennique", est l'une des structures majeures des Alpes occidentales. Il sépare le domaine externe dauphinois (zone dauphinoise s.l.) et le domaine interne pennique (fig.1).

Le problème encore actuel est de savoir si cette limite complexe entre les deux domaines alpins provient de l'héritage d'une configuration paléogéographique originelle de la paléomarge européenne de l'océan téthysien ou si elle résulte des tectoniques superposées de l'orogénèse alpine?

Pour tenter de définir l'évolution de cet accident majeur, les régions du Beaufortin et de la Basse-Tarentaise (Savoie, France) et plus particulièrement les environs de Moûtiers en Tarentaise (fig.2) présentent une clef structurale unique dans les Alpes occidentales; en effet, de part et d'autre du front pennique, en quelques kilomètres le schéma structural évolue (fig.3);

- le domaine externe comprend:

-une partie externe, nommée ici "zone delphinohelvétique externe" fondamentalement caractérisée par la présence du faciès urgonien dans le Crétacé et par une érosion anté-Tertiaire modérée (massifs subalpins des "auteurs"; Delphinohelvétique s.s. de Eltchaninoff-Lancelot et *al.*, 1982);

-une partie interne, nommée ici "zone delphinohelvétique interne", définie par l'absence du faciès urgonien dans le Crétacé et par une érosion anté-Tertiaire intense atteignant souvent les termes jurassiques (zone ultradauphinoise ou zone du flysch des Aiguilles d'Arves de Gignoux et *al.*, 1938; zone ultrahelvétique des auteurs suisses; nappe de Roselette de Eltchaninoff-Lancelot et *al.*, 1982);

La zone delphinohelvétique interne est parautochtone dans le Dauphiné et passe en continuité vers le Nord à la nappe de Roselette (Eltchaninoff et Triboulet, 1980) qui se poursuit en Italie;

- dans le domaine interne, la zone subbriançonnaise (Barbier et Debelmas, 1966) présente de la Méditerranée à la Maurienne disparaît vers le Nord dans la région de Moûtiers en Tarentaise; elle fait place aux zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise (Barbier et Debelmas, 1966) étendue jusqu'au Valais (domaine pennique externe).

De plus, les zones de part et d'autre du front pennique possèdent des séries détritiques sommitales;

- la zone delphinohelvétique interne contient dans l'unité des Albiez (Serre, 1983) une série déritique (appelée ici "flysch des Aiguilles d'Arves") datée du Priabonien reposant sur un substratum localement structuré ("phase arvinche" de Barbier, 1956) à affinité dauphinoise;

- la zone des Brèches de Tarentaise renferme une série déritique (appelée "flysch de Tarentaise") supposée crétacée par Barbier et Trümpy (1955) et ravinant un substratum structuré ("phase tarine" de Barbier, 1948) à affinité briançonnaise;

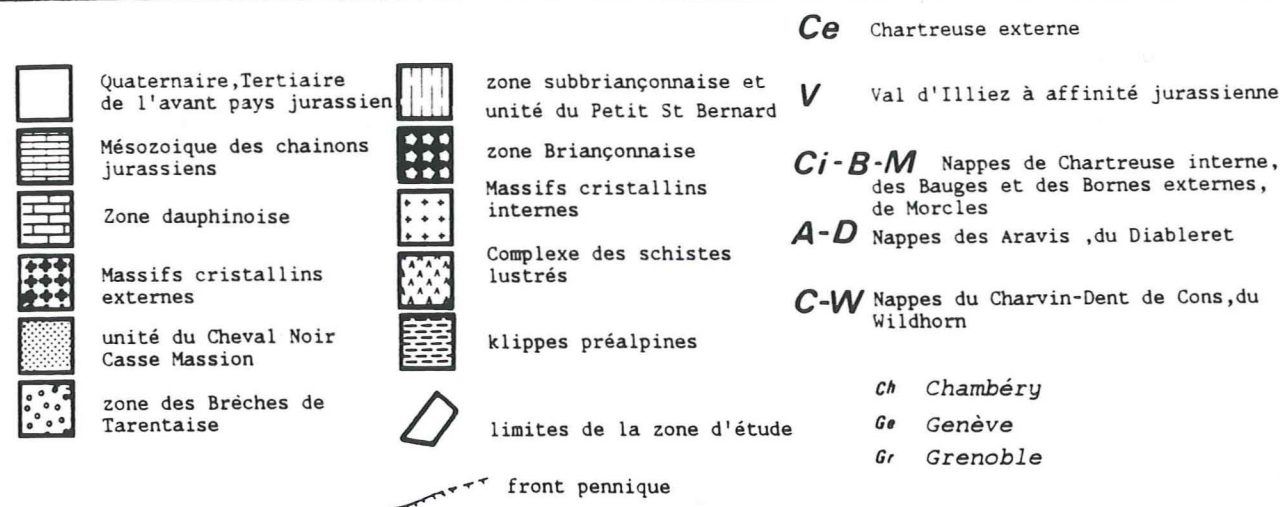
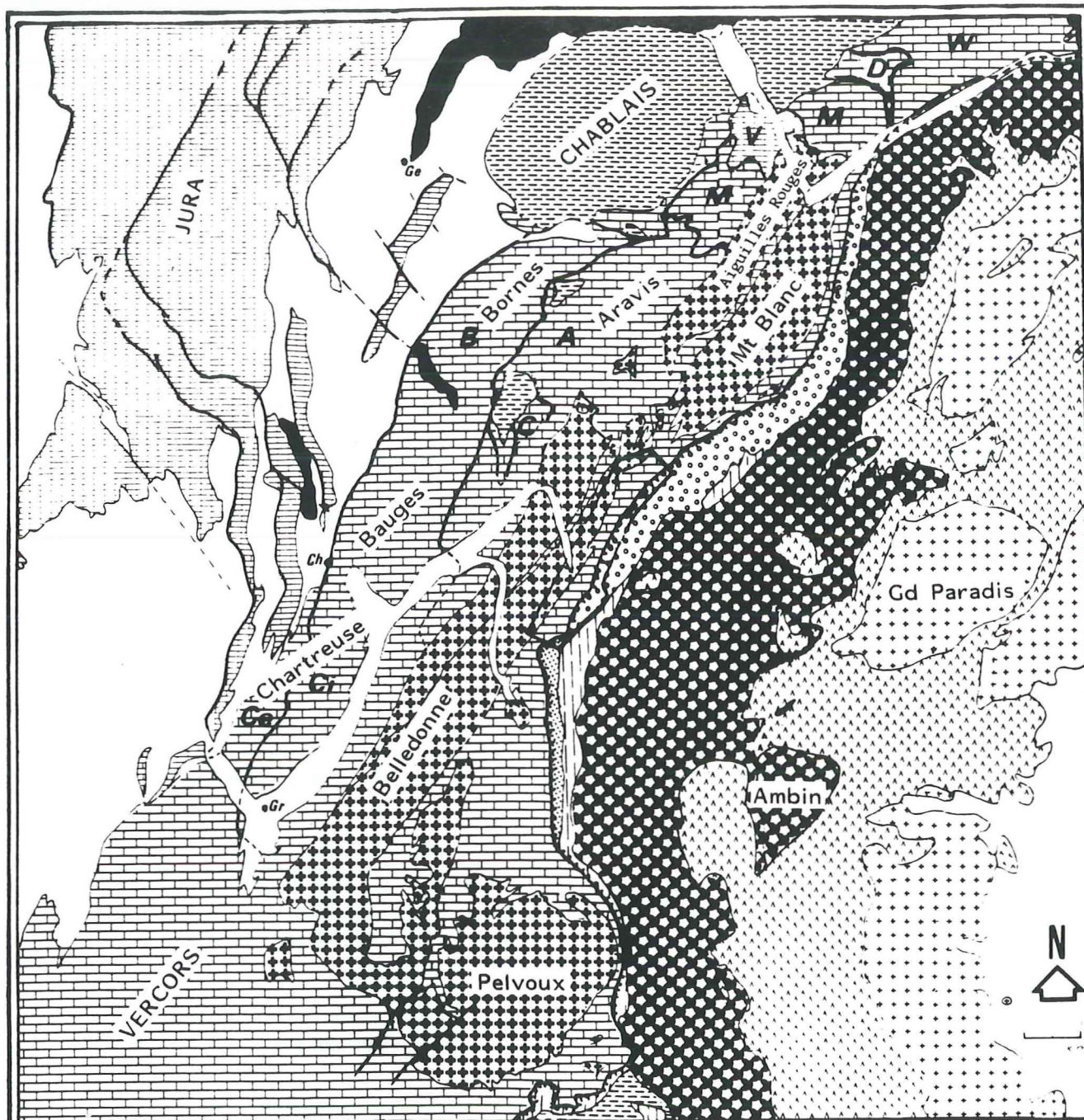


FIG. 1. Schéma structural général des Alpes nord-occidentales (d'après les cartes Annecy et Thonon 250000^{ème} B.R.G.M., Martinez-Reyes (1980), Doudoux et al. (1982) et modifié selon les nouvelles données de terrain).

- enfin, entre ces deux zones, les zones intermédiaires du Niélard et du Cheval-Noir (Martinez-Reyes, 1980) possèdent une série détritique datée du Priabonien reposant sur un substratum à affinité briançonnaise.

La reconstitution paléogéographique des bassins de flyschs et à fortiori de la paléomarge mésozoïque de l'océan téthysien nécessite de définir et de comparer:

- la stratigraphie des substratums de chaque série détritique sommitale, l'âge et la dynamique sédimentaire de ces dernières;
- la tectonique et le métamorphisme alpins dans chaque zone afin de cerner le rôle du front pennique pendant la tectogenèse alpine.

Pour cela, plusieurs études, complémentaires entre elles, ont été menées:

- une étude stratigraphique comparée des substratums dans chaque zone ayant pour objectif de comparer l'agencement des corps sédimentaires dans le bassin dauphinois et sur la plate-forme occidentale du môle briançonnais (zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise) et de définir des séquences stratigraphiques (Vail et al., 1987) (1) dans chaque ancien domaine paléogéographique;
- une étude structurale et microstructurale comparée dans chaque zone permettant d'établir la dynamique orogénique alpine;
- une étude métamorphique comparée dans les faciès argileux et dans les faciès carbonatés de chaque zone aidant à déterminer les conditions physiques tectonométamorphiques de la structuration alpine.

Le progrès le plus attendu était de dater certaines formations; car, en absence de toute datation paléontologique fiable, le flysch de Tarentaise avait un âge incertain (crétacé à tertiaire?); afin de déterminer indirectement son âge, une étude géochimique et isotopique comparée des calcites des matrices de ce flysch et du flysch priabonien du Niélard a été entreprise pour définir des signaux à valeur stratigraphique pouvant être d'origine métamorphique, diagénétique ou sédimentaire. A la suite des études du métamorphisme alpin, il apparaîtra possible de déterminer l'origine de ces signaux.

(1) L'analyse stratigraphique séquentielle (Vail et al., 1987) porte sur l'agencement des corps sédimentaires et des différentes discontinuités entre une plate-forme et un bassin régi par trois facteurs principaux (subsidence thermique/structuration et subsidence tectonique; niveau de la mer; apports sédimentaires); selon ces auteurs, à la suite d'une structuration, le hiatus sédimentaire sur la plate-forme (surface d'érosion ou de non-dépôt) passe dans le bassin à une surface concordante intrasédimentaire; en général, Vail et al. (1987) ont constaté que ces hiatus sédimentaires résultaient non seulement de la déformation tectonique mais également d'une variation eustatique.

Si les grands principes de la stratigraphie séquentielle peuvent être appliqués dans le bassin dauphinois et sur la plate-forme occidentale du môle briançonnais, la tectonisation et le métamorphisme alpins oblitérent partiellement les anciennes organisations sédimentaires entre ce bassin et cette plate-forme et rendent parfois difficile cette analyse.

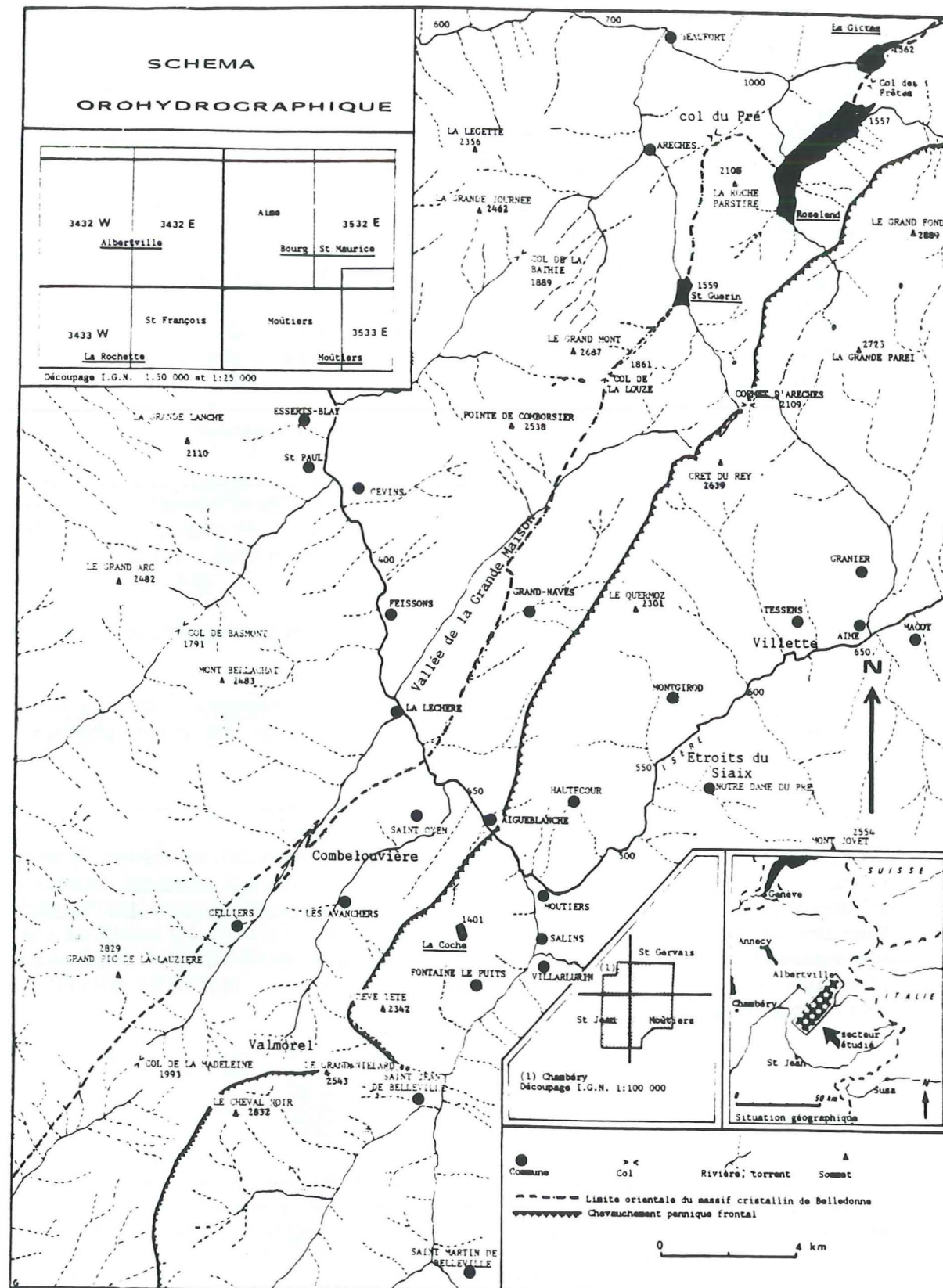


FIG. 2. Schéma orohydrographique de la région d'étude.

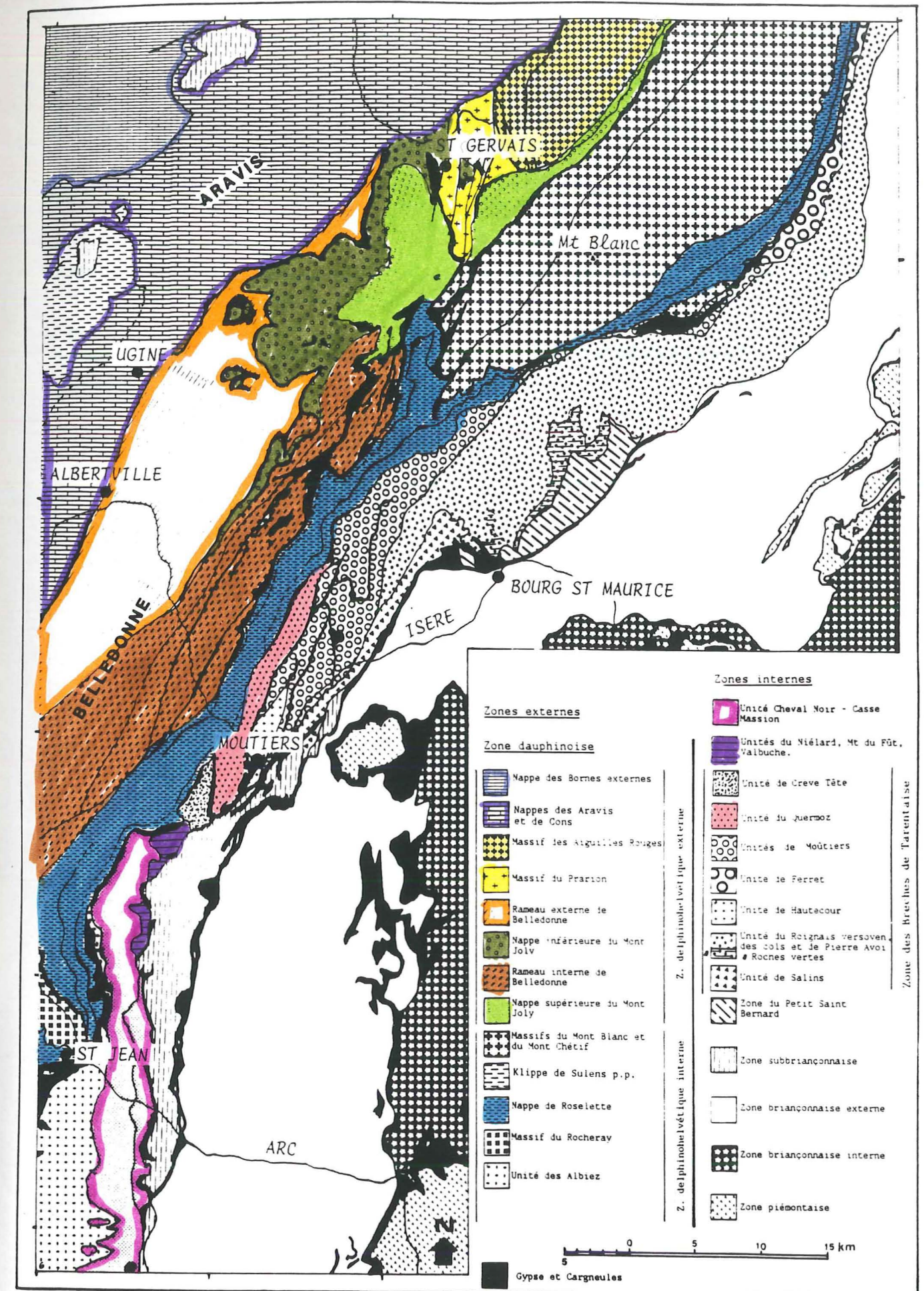


FIG. 3. Carte structurale régionale des domaines dauphinois et pennique entre l'Arc et le Mont Blanc (documents consultés: Martinez-Reyes (1980) et Serre (1983) pour la Maurienne; Eltchaninoff et Triboulet (1980), Doudoux et al. (1982) et Chaplet et Tardy (1987) pour la zone delphinohelvétique au Nord de Belledonne).

En définitive, l'étude stratigraphique séquentielle, les études tectonique et métamorphique basées sur les analyses cristalochimiques des phyllites, géochimiques et isotopiques des calcites sont nécessaires afin d'atteindre les objectifs majeurs suivants:

- tout au long de l'ouverture océanique téthysienne, retrouver les relations paléogéographiques entre la zone delphinohelvétique interne et les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard;
- pendant la période préorogénique, reconstituer la paléogéographie des bassins de flyschs;
- lors de la tectogenèse alpine, déterminer le rôle du front pennique pendant la structuration des nappes.

1ère PARTIE

STRATIGRAPHIE COMPAREE ENTRE LE DOMAINE DAUPHINOIS ET LE DOMAINE PENNIQUE EXTERNE

STRATIGRAPHIE COMPAREE ENTRE LE DOMAINE DAUPHINOIS (zone dauphinoise) ET LE DOMAINE PENNIQUE EXTERNE (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise).

L'INTRODUCTION.

Dans toutes les Alpes occidentales, les zones de part et d'autre du front pennique, offrent des successions lithostratigraphiques très affectées par les importants événements tectoniques alpins.

* Toute stratification ou figure sédimentaire est profondément obliterée par un important débit schisteux et par de fortes recristallisations syncinématiques. L'agencement même des corps sédimentaires est difficilement observable après les intenses déformations et les importants raccourcissements dans chaque unité et surtout entre-elles.

* Par ailleurs, dans ces successions lithostratigraphiques, les datations paléontologiques restent très ponctuelles et bien souvent les hiatus sédimentaires (surfaces d'érosion, de non dépôt ou fond condensé) mis en évidence matérialisent un intervalle de temps rarement estimé. Après avoir tenté de dater tous les corps sédimentaires et de déterminer la nature et la durée des discontinuités de chaque séquence, la première analyse stratigraphique séquentielle (Vail et *al.*, 1987) régionale peut reposer sur une comparaison lithostratigraphique entre le bassin dauphinois (zone delphino-helvétique interne) et la marge occidentale du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Mésozoïque.

L'étude stratigraphique reposera sur l'analyse des séquences stratigraphiques de chaque unité définie stratigraphiquement et tectoniquement (fig.4, 5).

* Dans la zone delphinohelvétique externe, les nappes du Mont Joly (Eltchaninoff-Lancelot et *al.*, 1982) correspondent à la couverture du massif cristallin de Belledonne ; elles s'enracinent dans des accidents majeurs intrasocles en avant de la zone delphinohelvétique interne.

* Dans la zone delphinohelvétique interne, les différentes unités de la nappe de Roselette (Eltchaninoff-Lancelot et *al.*, 1982) correspondent à la diverticulation d'une couverture arrière-massifs cristallins externes issue d'un unique domaine isopique. Par conséquent elles ne sont pas définies selon la succession et la nature de leur faciès mais par la position structurale des différentes parties clivées de la série stratigraphique:

- l'unité de Roselend, première unité au contact du socle cristallin de Belledonne, contenant du Dogger et du Malm au Nord de Roselend, du Lias et du Dogger de part et d'autre de la vallée de l'Isère où elle ne peut plus être distinguée de l'unité de Roselette-la Madeleine;
- l'unité de Roselette-la Madeleine (et du Rocher du Vent) exclusivement formée de Dogger et de Malm au Nord de l'Isère, de Lias et de Dogger au Sud;
- l'unité de la Crête des Gittes, soulignée à sa base par de nombreux lambeaux de poussée, ne renfermant que de l'Aalénien et du Bajocien;
- enfin, le prolongement des diverses unités sises en arrière du massif du Rocheray (unités de Montbrunal, de Montpascal et de Saint Jacques (Serre, 1983)) formé d'une suite d'écailles complexes de Lias ou de Malm inférieur disparaissant sous le front pennique au droit de la vallée de l'Isère; nous le nommons ici "écailles du Gollet";

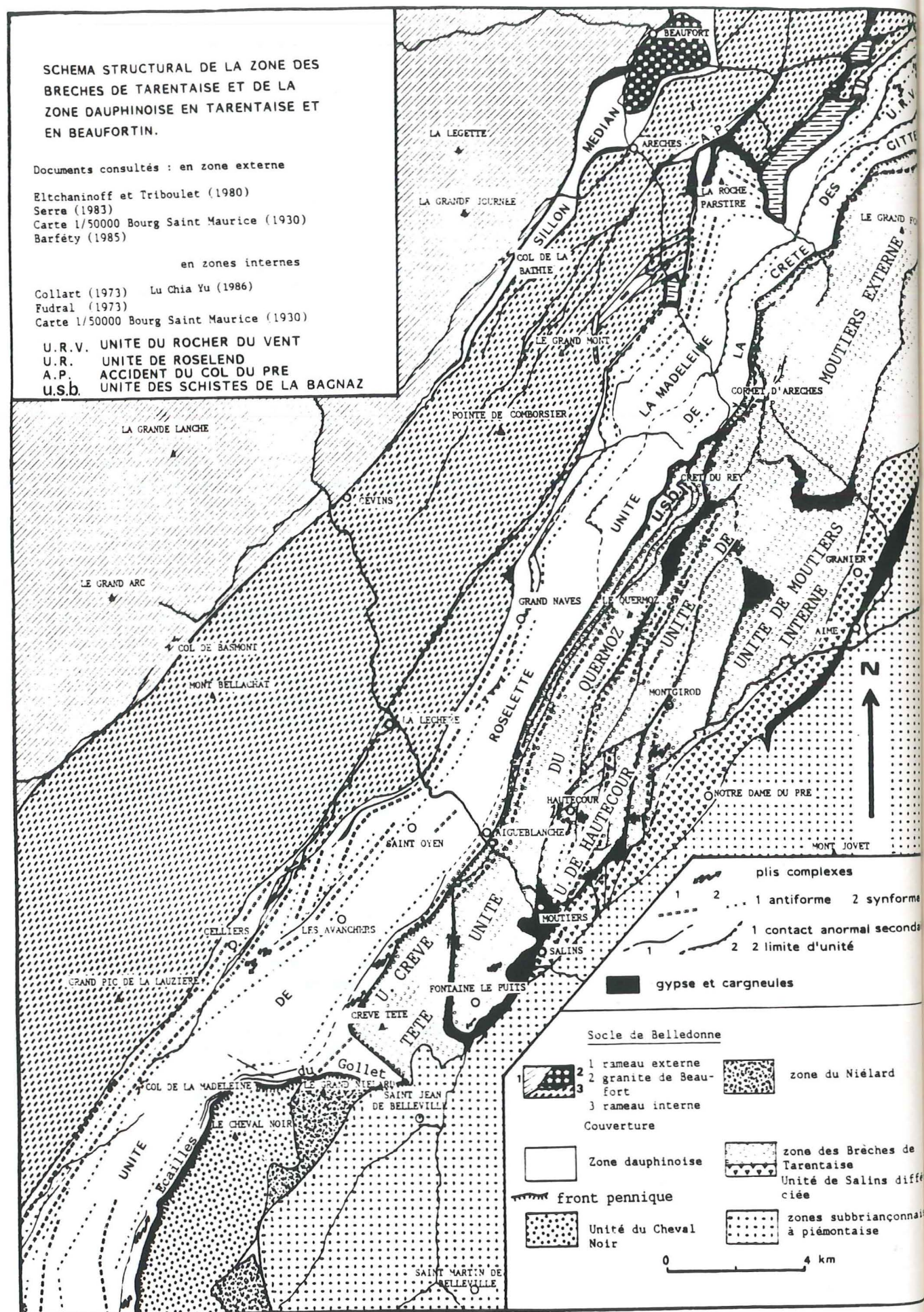


FIG. 4. Schéma structural de la zone des Brèches de Tarentaise et de la zone delphinohelvétique interne en Tarentaise et en Beaufortin réalisée à partir des nouveaux résultats.

En Tarentaise, dans la zone delphinohelvétique interne, il n'existe aucune trace d'unités à série mésozoïque adhérente au socle telle que l'on peut les observer en Maurienne (ensemble du Rocheray, Serre, 1983) ou en Haute-Savoie (unité du Mont-Blanc). En revanche, vers la Maurienne, l'unité des Albies (Serre, 1983) apparaît en arrière de la nappe de Roselette et possède une série détritique sommitale (série détritique du flysch des Aiguilles d'Arves).

* Dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans la zone du Niélar, chaque unité a été définie par sa succession stratigraphique générale (Collart, 1973; Fudral, 1973; Antoine et Barbier, 1978, Lu Chia Yu 1984). Ce découpage en entités à valeur isopique et tectonique est remis en question (Rampnoux, 1988); en effet, toutes ces unités, appartenant à un seul domaine isopique au mésozoïque, sont uniquement définies par leur caractères tectoniques hérités de la structuration antéflysch (Gély et Fudral, 1988);

- là où l'érosion anté-flysch n'a pas atteint les niveaux infragypseux (du socle cristallin à l'Anisien), nous observons une couverture décollée (du Norien au Dogger) avec sa série détritique du flysch de Tarentaise ravinante;
- dans le cas contraire, le socle cristallin et son tégument avec le flysch de Tarentaise discordante sont impliqués dans la mise en place de la nappe des Brèches de Tarentaise.

Dans la zone des Brèches de Tarentaise, les unités suivantes ont été distinguées d'Ouest en Est:

- les unités des schistes de la Bagnaz et de Crève-Tête cisailées au contact du cristallin et du Permien (ou dans le Permien lui-même);
- l'unité du Quermoz décollée au niveau du gypse du Carnien;
- l'unité de Hauteclou à cisaillement basal intracristallin;
- les unités de Moutiers externe et interne décollées dans le niveau du gypse du Carnien;
- l'unité du Roignais-Versoyen, non étudiée, possédant un substratum composite; le flysch de Tarentaise repose indifféremment sur une couverture décollée ou sur le tégument; la nature du cisaillement de base est donc complexe;
- l'unité de Salins cisailée dans le Houiller;

Dans la zone du Niélar, les unités suivantes ont été reconnues:

- l'unité du Niélar (Martinez-Reyes, 1980) décollée au niveau du gypse du Carnien;
- les unités de Valbuche et du Mont du Fût (Martinez-Reyes, 1980) cisailées au contact du socle cristallin et du Houiller; elles n'ont pas fait l'objet de nouvelles études.

Zone dauphinoise		Haug (1925)		Nappe de l'Embrunais		Haug (1925) (Zones ultra-dauphinoise, subbriançonnaise et des Brèches de Tarentaise actuelles)	
Zone dauphinoise	Nappe de Very - Roselette	Zone ultra-dauphinoise ou zone des Aiguilles d'Arves (1938)		Zone subbriançonnaise (Zones subbriançonnaise et des Brèches de Tarentaise) - Gignoux et al., 1938.		Zone subbriançonnaise	
		Parautochtone écaillée des Aiguilles d'Arves		Nappe des Brèches de Tarentaise (intégrée dans la zone subbriançonnaise des anciens auteurs)		Faisceau de Moutiers	
		Unité de la Roche de la Gîte		Digitation du Niéard		Digitation de Moutiers Barbier et Triumpy (1955)	
		Unité du Col		la zone subbriançonnaise des anciens auteurs est subdivisée en zone des Brèches de Tarentaise et en zone subbriançonnaise s.s. Barbier et Debelmas (1966)		Unité de Moutiers Autoune et al. (1972)	
Zone dauphinoise	Nappe de la Gîte	Feuille Saint Gervais 1/50 000 (1976)		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers externe	
		Série de Roselend		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
Zone dauphinoise	Nappe de la Gîte	Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
Zone dauphinoise	Nappe de la Gîte	Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	
		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de la Roche de la Gîte		Unité de Moutiers interne	

FIG. 5. Tableau synoptique des différentes subdivisions tectoniques régionales utilisées depuis 1925.

(1) Noms de zone utilisés dans cet ouvrage.

II. LE SOCLE CRISTALLIN ET LE PERMO-HOUILLER.

1. Rappel sur le socle cristallin dans la zone dauphinoise.

La nappe de Roselette est bordée à l'Ouest par le massif cristallin externe de belledonne. Celui-ci a été l'objet de nombreuses études dont les plus récentes sont dues à Bordet (1961, 1963), Carme (1970, 1971), Eherstrom (1972), Gros (1974) et Simeon (1979).

Les principales séries métamorphiques ont subi un métamorphisme varisque en domaine mésozonal puis ont été postérieurement rétro-morphosées dans le faciès schistes verts lors des événements tectoniques alpins. Certains granitoïdes tardi-hercyniens (granites de la Chambre, de la Lauzière notamment) ont conservé leur structure équate et ne sont déformés lors des événements synschisteux alpins que dans des couloirs localisés de largeur métrique à hectométrique découpant de grandes amygdales exemptes de toute déformation.

On peut donc distinguer globalement des séries complexes d'âge inconnu ayant subi un tectonométamorphisme varisque mésozonal, tardivement affectées par un plutonisme tardi-tectonique. L'ensemble a été entièrement découpé par les grandes failles décrochantes dextres (Carme, 1970; Gros, 1974) tardi-hercyniennes génératrices des bassins carbonifères, toutes reprises dans les jeux tectoniques alpins (sillon médian, accident du col du Pré-Cuvy, accident de la vallée de la Grande Maison...).

2. Rappel sur le socle cristallin dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Le socle cristallin dans la zone des Brèches de Tarentaise affleure uniquement dans l'unité de Hautecour.

Zacagna (1892) puis Kilian et Révil (1904) attribuaient ce socle cristallin à un Permo-Houiller métamorphique. Roch (1926) adhérait en grande partie à cette idée, isolant cependant un pointement gneissique anté-Carbonifère. Ce n'est qu'en 1948 puis en 1954 que Barbier a mis en évidence la discordance des conglomérats de base du Permo-Houiller sur un socle cristallin ancien à Grégny près de Hautecour. L'étude pétrographique complète n'a été réalisée qu'en 1957 par Michel. Ce dernier a distingué dans le socle cristallin anté-Houiller des micaschistes à sérécite, des micaschistes à deux micas, des amphibolites et des gneiss. Tous ces faciès mésozonaux ont subi une rétro-morphose partielle dans le faciès schistes verts de bas grade pendant l'orogénèse alpine.

3. Le Permo-Houiller dans la zone dauphinoise.

Deux mégaséquences sédimentaires majeures, discordantes, caractérisent classiquement la période Permo-Houillière.

Première mégaséquence sédimentaire:

Reposant en discordance angulaire sur le socle cristallin, cette première séquence, épaisse de quelques centaines de mètres, est formée d'une succession de séquences sédimentaires métriques à décamétriques le plus souvent positives de conglomérats à éléments locaux de cristallin à la base évoluant vers des grès gris à noirs grossiers micacés ou fins et des schistes noirs au sommet (Homme de Beurre, Petit-Coeur).

Ces formations sont localisées le plus souvent dans les accidents majeurs orientés N 40 (dans le sillon médian, à l'intérieur du Rameau interne, le long de la bordure orientale du Rameau interne à l'Homme de Beurre et à Petit-Coeur); elles possèdent des séquences sédimentaires indépendantes, avec des apports détritiques locaux; nous pensons que ces séquences sont caractéristiques d'une sédimentation locale dans de petits bassins limniques indépendants souvent fortement subsidés rappelant en tout point les bassins en pull-apart du Massif Central français (Bonjoly et Castaing, 1984). Les schistes noirs ont livré une flore abondante du Westphalien D - Stéphanien A-B dans le val d'Arly (Goguel, 1956; Grébert, 1959), du Stéphanien A-B à l'Homme de Beurre (Barfétty, 1985) et à Petit-Coeur (Zeiller in Kilian et Révil, 1908).

- Seconde mégaséquence sédimentaire:

Une seconde mégaséquence discordante, de 20 à 50 mètres d'épaisseur, est formée d'une succession de séquences sédimentaires métriques à décamétriques positives formées de conglomérats quartzo-feldspathiques roses à zinzolins à la base évoluant vers des grès souvent arkosiques violacés à bruns grossiers et des schistes verts à zinzolins au sommet (Gand, 1973).

Les conglomérats remanient des éléments de socle rubéfiés et la coloration à dominance violacée contraste avec les formations à dominance noire ou grise du cycle antérieur. Ces formations, appelées "grès d'Allevard" sont rapportées au Permien (Liard, 1970).

4. Le Permo-Houiller dans la zone des Brèches de Tarentaise.

4.1. Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.

Le Permo-Houiller, toujours azoïque, affleure dans les quatre unités à socle de la zone des Brèches de Tarentaise (unité des schistes de la Bagnaz, unité de Crève-Tête, unité de Hautecour et unité de Salins).

La formation des schistes de la Bagnaz, principale formation du Permo-Houiller, a été reconnue par Kilian et Révil (1893) puis par Bertrand (1896). Pour ces auteurs ainsi que pour Schoeller (1929), cette formation représentait le Trias moyen à supérieur. Roch (1924, 1926) attribuait également les schistes de la Bagnaz au Trias moyen à supérieur dans l'unité des schistes de la Bagnaz, mais en revanche les considérait d'âge permien dans l'unité de Hautecour. Barbier (1943, 1948) montra que cette formation appartenait au Permien. L'étude approfondie des schistes de la Bagnaz a été réalisée en 1972 par Antoine et al. et complétée par Collart (1973) qui ont mis en évidence deux mégaséquences sédimentaires principales.

La formation des schistes de la Bagnaz (s.l.) est présente dans toutes les unités à socle de la zone des Brèches de Tarentaise mais aussi dans les unités du Mont du fût et de Valbuche (Martinez-Reyes, 1980) (zone du Niélard). Elle a été également décrite dans l'unité du Cheval Noir-Casse Massion (Barbier, 1943) où l'on trouve également les deux mégaséquences dont la dernière est tronquée à son sommet par les faciès de Permien régénéré à la base du flysch des Aiguilles d'Arves (Antoine et al., 1980). Le substratum paléozoïque est ainsi commun à toutes ces unités.

4.2. Description de la coupe de référence: falaise de la pointe du Dzonfié (unité des schistes de la Bagnaz).

Dans la falaise occidentale de la pointe du Dzonfié, nous avons reconnu, comme Collart (1973), deux grandes mégaséquences sédimentaires composées de plusieurs séquences positives (fig.6) (formation des schistes de la Bagnaz s.l.).

En série normale et de bas en haut on a:

- la première mégaséquence formée de plusieurs séquences positives de microconglomérats noirs quartzo-feldspathiques à débris de rhyolites et de niveaux schisteux noirs satinés (50 mètres?; niveau I à IV de Collart);
- la seconde mégaséquence qui repose sur la première par une surface de ravinement; elle est formée de plusieurs séquences positives de microconglomérats quartzo-feldspathiques violet foncé, à débris de dacites et de trachyandésites, en alternance avec des schistes zinzolins à verts prenant de plus en plus d'importance vers le sommet de cet ensemble pour ne former qu'une épaisse série schisteuse supérieure (schistes de la Bagnaz s.s.) (200 mètres?, niveaux V à VII de Collart).

Antoine et al. (1972) attribuent à partir des travaux de Fabre (1955, 1961) et de Fabre et Feys (1966) la mégaséquence inférieure au cycle du Westphalien-Stéphanien A et la mégaséquence supérieure au cycle du Stéphanien B-Autunien.

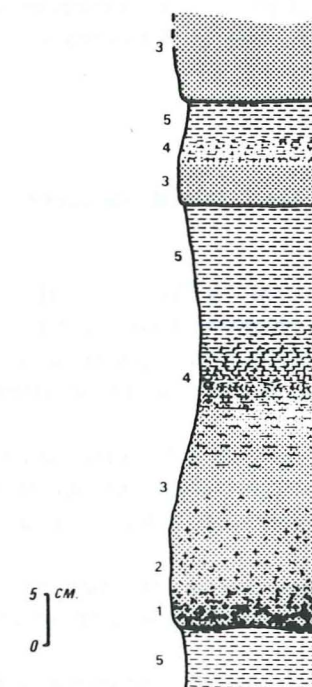


FIG. 6. Séquences sédimentaires positives granoclassées types dans la partie inférieure des schistes de la Bagnaz (Cornet d'Arèches);

- 1: conglomérats quartzo-feldspathiques bruns à zinzolins;
- 2: microconglomérats quartzo-feldspathiques bruns à zinzolins;
- 3: grès quartzeux gris à rouges;
- 4: schistes silteux gris à rouges;
- 5: schistes verts à zinzolins (schistes de la Bagnaz s.s.).

4.3. Pétrographie et sédimentologie.

Les microconglomérats granoclassés, souvent en chenaux, sont formés de clastes détritiques siliceux parmi lesquels on reconnaît le plus souvent:

- des grains détritiques de quartz mono ou microcristallin anguleux à émoussés de 0,1 à 5 mm de diamètre;
- des feldspaths potassiques et sodiques séricitisés;
- des lamelles détritiques de muscovite et de chlorites;
- des éléments de roches volcaniques variées (rhyolites, dacites et trachy-andésite).

On observe toujours en association avec les structures amygdalaires et les cataclases alpines des ciments de quartz microcristallin, des recristallisations de la matrice phylliteuse en séricités et en fines chlorites mêlées et une séricisation des feldspaths détritiques.

Ces conglomérats ont pour origine le démantèlement de dépôts volcanosédimentaires probables. Nous imaginons ainsi que la mégaséquence débute par une sédimentation fluvio-lacustre dans des bassins circonscrits. La fin des comblements des bassins amène, sur de vastes aires, une sédimentation lacustre calme (plaine d'inondation?) matérialisée par les puissants dépôts des schistes de la Bagnaz (s.s.) (mégaséquence supérieure). Ces derniers renferment des amygdales centimétriques de dolomicrite à chlorite et pyrite à altération en ankérite. Ce sont les restes de rares bancs de dolomies, entièrement laminés et dilacérés lors des différentes déformations alpines.

4.4. Les paléosols permians dans l'unité de Crève-Tête.

Dans l'unité de Crève-Tête, au col du Gollet, le substratum des séries détritiques de Tarentaise est représenté par des schistes zinzolins à verts intercalés avec des microconglomérats quartzo-feldspathiques violet foncé quelquefois granoclassés à débris de dacites et de trachyandésites. On peut assimiler cette série à la base des schistes de la Bagnaz (s.s.).

Le long du chemin reliant le col du Gollet à Pierre Larron, sur le versant occidental du massif de Crève-Tête, nous avons découvert dans les schistes de la Bagnaz à amygdales ankéritiques de fins îlots ou horizons millimétriques discontinus de calcaires violet pâle visibles en lame mince.

On observe ainsi dans les zones exemptes de déformations importantes de petits horizons et cavités allongées ou arrondies disséminés dans les schistes et remplis de sparite (pl.5,a). Leur diamètre varie de 0,2 à 1 mm.

En cathodoluminescence, l'intérieur de ces cavités est rempli d'une sparite à croissance géotrope centripète de couleur luminescente jaune orangé vif à orangé brun sombre (pl.5,b,d).

Cette cimentation calcaire ne révèle jamais de précurseurs dolomitiques. Sa structure particulière ressemble à celle de calcrête ou de caliche ⁽¹⁾.

La formation des schistes de la Bagnaz (s.s.) représenterait donc une sédimentation argilo-silteuse en domaine lacustre parfois interrompue par une incursion lagunaire (bancs de dolomies) ou par un assèchement local prolongé (paléosols calcaires). Un climat semi-aride à aride à saisons humides et sèches alternantes et fortement contrastées, selon la définition de Millot et *al.* (1961), est à envisager pendant cette sédimentation.

Nous devons mentionner également la présence d'horizons calcaires dans le Permo-houiller de l'unité du Cheval Noir (ravin des Sétives); mais l'absence de toutes structures sédimentaires ou diagénétiques ne nous permet pas d'interpréter ces faciès particuliers.

(1) Lames minces examinées par P. Cros, Paris VI.

5. Bilan de l'étude stratigraphique comparée de part et d'autre du front pennique.

En comparant les mégaséquences sédimentaires du Permo-Houiller dans la zone dauphinoise et dans le Pennique externe, on reconnaît deux mégaséquences sédimentaires que l'on trouve sur toute la plate forme européenne, y compris dans le Permo-Houiller briançonnais (Mercier et Beaudoin, 1987) :

- une mégaséquence discordante inférieure (Westphalien- Stéphanien A ?) formée de dépôts fluvio-lacustres pélitiques noirs à décharges détritiques importantes et irrégulières localisées dans des bassins en pull-apart de type Massif Central, satellites des grands bassins briançonnais et provençaux (Basso, 1987), sous un climat chaud et humide assez uniforme;
- une mégaséquence supérieure (Stéphanien B- Autunien ?) formée de dépôts fluvio-lacustres zinzolins à verts de plaine d'inondation distale intercalés avec des dépôts carbonatés d'origine lagunaire ou pédologique, sous un climat semi-aride à saisons humides et sèches alternantes et fortement contrastées.

III. LE TRIAS.

1. Le Trias dans la zone dauphinoise.

1.1. Présentation du Trias dauphinois.

Le Trias dans la zone dauphinoise appartient au domaine germanique classique. Dans la région d'étude, le Trias a été décrit par Landry (1976), Eltchaninoff et Triboulet (1980) et Barféty (1985) au Nord de l'Isère et par Serre (1983) et Barféty (1985) en Maurienne.

On peut reconnaître la succession lithostratigraphique suivante de bas en haut, calée dans la chronologie établie par Mégard-Galli et Baud (1977):

- quartzites (Anisien à Ladinien ?);
- dolomies (Ladinien ?);
- dolomies et évaporites (Carnien à Norien ?);
- calcaires et schistes (Rhétien ?).

L'unique formation évaporitique sert de niveau de décollement pendant la tectonique tangentielle alpine; on peut ainsi distinguer un Trias tégumentaire adhérent sur le socle cristallin de Belledonne et un Trias décollé incliné dans la nappe supérieure du Mont Joly d'une part et dans la nappe de Roselette d'autre part.

1.2. Le Trias tégumentaire.

Le Trias tégumentaire de type germanique réduit repose en discordance angulaire sur le socle cristallin altéré et parfois sur le Houiller. Il affleure seulement au Nord de l'Isère dans la région de l'ensellement septentrional du massif cristallin de Belledonne. Au Sud de l'Isère, le long de la bordure orientale du Rameau interne de Belledonne, les roches cristallophyliennes sont en contact tectonique direct avec la nappe de Roselette.

Le Trias tégumentaire possède une formation détritique de base (conglomérats et grès de base) surmontée à son sommet d'une formation carbonatée et évaporitique (des dolomies associées aux évaporites).

1.2.1. Les conglomérats et grès de base.

La formation détritique de base (2 à 10 mètres) est formée de séquences sédimentaires positives nombreuses (col de la Louze (fig.7), plateaux des Rognoux (fig.8)). Elles sont classiquement constituées à la base d'un conglomérat ou d'un grès conglomératique à galets anguleux à subarrondis, souvent étirés, centimétriques à millimétriques, de socle cristallin, ravinant le substratum ou la séquence sédimentaire positive antérieure, puis de grès grossiers ou fins à grains de quartz rose noyés dans une matrice gréseuse ou phylliteuse. Les corps sédimentaires sont souvent granoclassés et ordonnés en chenaux.

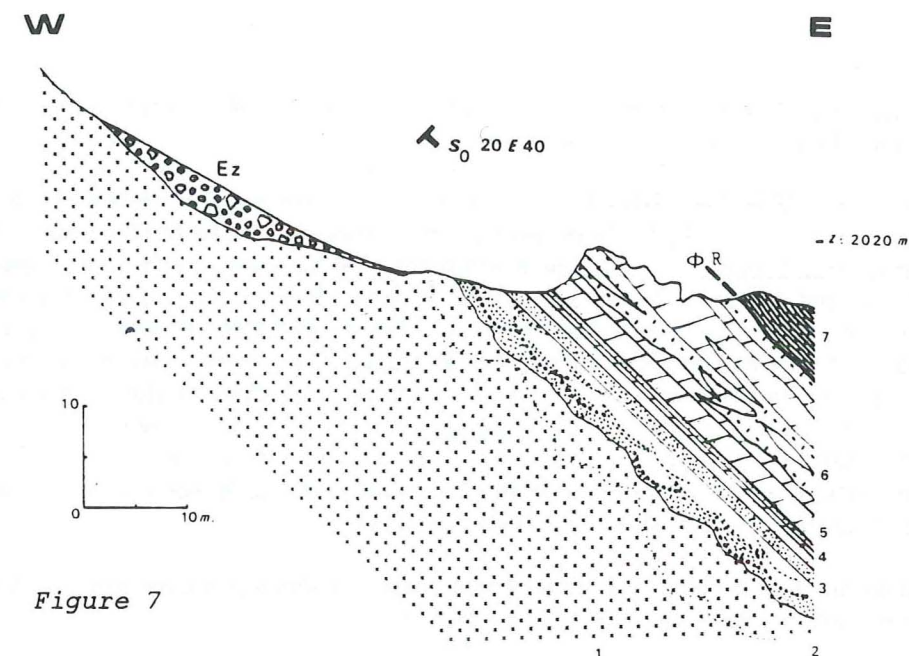


Figure 7

FIG. 7. Coupe du tégument triasique sous le Cornillon au Nord du col de la Louze;

- 1: socle cristallin massif non altéré;
- 2: socle cristallin altéré (0,5 à 5m.);
- 3: bancs granoclassés à structures entrecroisées de grès grossiers brun orangé à la base et de grès fins bruns au sommet de chaque séquence sédimentaire décimétrique (6m.);
- 4: banc de dolomies silteuses brun pâle (0,1m.) surmonté d'un banc de grès fins bruns (0,3m.);
- 5: dolomies belges en gros bancs métriques (5m. au moins);
- 6: dolomies massives belges à zones bréchifiées (9 à 12m.);
- 7: calcaires schisteux noirs (unité de Roselend);
- Ez: éboulis récent.

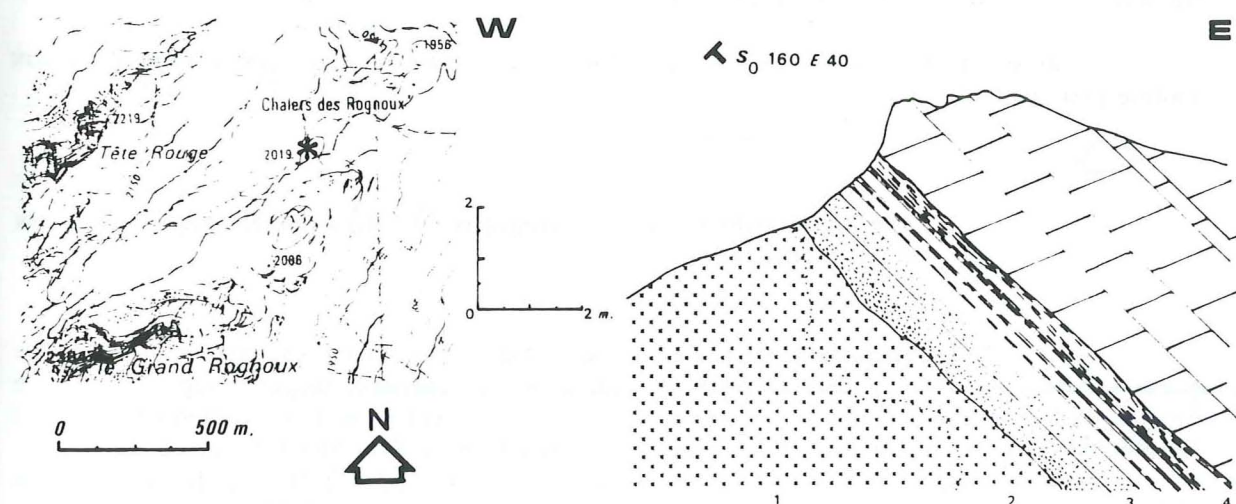


Figure 8

FIG. 8. Coupe du tégument triasique du plateau des Rognoux;

- 1: socle cristallin massif non altéré;
- 2: socle cristallin altéré (0,5 à 3m.);
- 3: bancs granoclassés de grès grossiers brun orangé à la base et de grès fins bruns au sommet de chaque séquence sédimentaire décimétrique (1,5m.);
- 4: bancs décimétriques à centimétriques de grès fins bruns à interbancs schisteux verts (1m.);
- 5: dolomies rousses en gros bancs métriques (15m. au moins).

Le matériel détritique semble issu du démantèlement d'arènes granitiques, d'arkoses et de conglomérats rubéfiés carbonifères et permien.

En lame mince, les grains de quartz microcristallin millimétriques, subarrondis, sont fortement corrodés (pl.1, a, b, c). Ils présentent une extinction roulante en lumière polarisée non analysée et de nombreuses fractures post-sédimentaires d'aspect conchoïdal engendrées par le poinçonnement de chaque grain par ses voisins. Les nombreuses figures de pression-dissolution intergranulaires sont soulignées par la présence de phyllites de néogénèse et de quartz microcristallin (déformation lépidoblastique épizonale); de nombreux sites intergranulaires remplis de quartz microcristallin, indépendants des sites de déformation, appartiennent à une phase de substitution d'un ciment antérieur; cependant, aucune figure de pseudomorphose ne permet de préciser la nature de cet ancien ciment d'origine carbonaté ou évaporitique probable. De plus, une dolomitisation peut être très importante et envahir même le socle cristallin altéré sous la surface des conglomérats de base (Lugeon, 1918; Gand, 1973).

Au sommet de la formation détritique de base, les séries positives sont de moins en moins détritiques et deviennent carbonatées (fig.7) (pl.1, d).

1.2.2. Les dolomies.

Des dolomies beiges massives (30 mètres au maximum) sont silteuses au contact des dernières séquences sédimentaires détritiques (fig.7). Quelques passées schisteuses vertes peuvent s'intercaler entre les bancs décimétriques. Ces dolomies sont souvent bréchifiées près de contacts tectoniques et altérées en surface en cargneules.

Sur le plateau des Rognoux, au dessus des dolomies, des calcaires azoïques spathiques, blancs ou noirs, se rencontrent en pierres volantes. Ces mêmes calcaires sont parfois associés aux dolomies beiges à quelques mètres de la base de l'Héttangien dans le vallon de l'Homme de Beurre près du col de la Madeleine ainsi qu'à Héry sur UGINE directement sous le premier banc de calcaire Héttangien (Carfantan, communication orale).

En lame mince, les dolomies sont constituées d'un fond dolomicritique sombre à cristaux d'albite néoformés.

1.2.3. Interprétations sédimentologique et paléogéographique du Trias tégumentaire.

Le Trias tégumentaire est azoïque dans la région d'étude. Ricour (1962) pense que le sommet des grès de base pourrait appartenir au "Muschelkalk moyen à supérieur" (limite Anisien-Ladinien) dans le massif cristallin de Belledonne; cet avis a été fortement critiqué (Barbier, 1963) mais semble être confirmé au moins près du massif du Mont Blanc (Landry, 1976).

Dans les Aiguilles Rouges, le sommet des grès de base a fourni des empreintes d'ichnosépèces du Ladinien terminal-Carnien (Demathieu et Weidmann, 1982).

Ce Trias tégumentaire réduit correspond au môle vindélien en proie à l'érosion tout au long du Trias inférieur et du début du Trias moyen (Ricour, 1962; Megard-Galli et Baud, 1977).

Le domaine fluvio-deltaïque (série détritique de base) ne disparaît ici que très tardivement au profit d'un cours épisode laguno-marin (dolomies) immédiatement suivi de l'installation des lagunes à évaporites du Trias supérieur.

1.3. Le niveau de décollement.

Au dessus des dolomies beiges, les évaporites (gypse et anhydrite) forment le décollement général des couvertures. Les anciennes structures sédimentaires de ces formations évaporitiques sont totalement effacées. Les gypses sont souvent associés à des argilites dolomitiques que l'on ne trouve jamais en position stratigraphique. Ces évaporites ont largement flué dans les contacts tangentiels de base des unités pendant la tectogenèse alpine et l'on ne retrouve plus traces des éventuelles halocinèses anté-tectoniques qui sont perceptibles dans les régions voisines (Masclé et al., 1986). Directement sous les premiers dépôts attribués au Rhétien, il est possible d'observer plusieurs mètres de dolomies massives beiges parfois pseudobréchiques (fig.9).

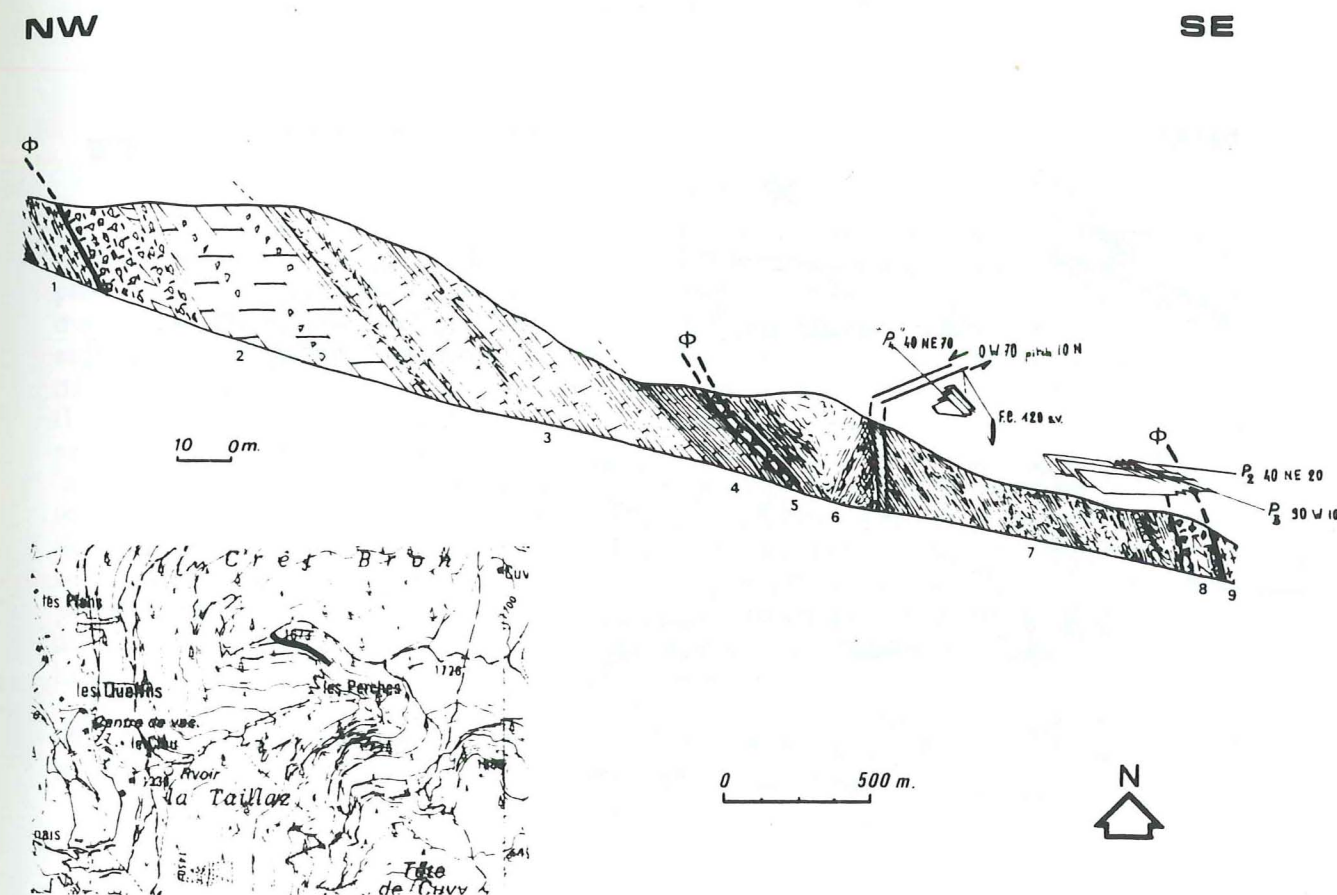


FIG. 9. Coupe du Rhétien le long de la nouvelle piste menant du Chornais à Cuvy;

- 1: socle cristallin du Rameau interne de Belledonne (série verte);
 - 2: dolomies massives jaunes à grises, bréchifiées à la base près du contact anormal (15 m.; environ);
 - 3: calcschistes et schistes siliceux noirs à altération bariolée rouge lie de vin à vert ou rouille (10 à 15 m., Rhétien);
 - 4: pélites noires à patine rouille (7 m., Rhétien);
 - 5: cargneules (4 m.);
 - 6: schistes noirs (Aalénien ?, 10 à 15 m.);
 - 7: schistes noirs (Aalénien ?, 40 m.);
 - 8: cargneules (10 m.);
 - 9: socle cristallin indifférencié du Rameau interne de Belledonne (série satinée).
- On note la présence sur cette coupe de décrochements 0 W 70 sénestres (Riedels R des décrochements majeurs sénestres N 40); des plis à axes plongeant vers N 40 NE 70 y sont associés).

1.4. Le Rhétien dans la nappe supérieure du Mont Joly et dans la nappe de Roselette.

Le Rhétien azoïque affleure entre le Chornais et Cuvy au Sud d'Arêches dans l'accident intra-rameau interne du col du Pré-Cuvy, prolongement méridional de la nappe supérieure du Mont Joly (fig.9).

La nappe de Roselette décollée au niveau des évaporites du Keuper possède des niveaux rhétiens affleurant au Plan Carré (région de Combelouvière) et dans les environs de Celliers (fig.10). Ces niveaux n'ont jamais fourni de fossiles permettant de les dater; ils ont été néanmoins rapportés au Rhétien par Barféty (1985).

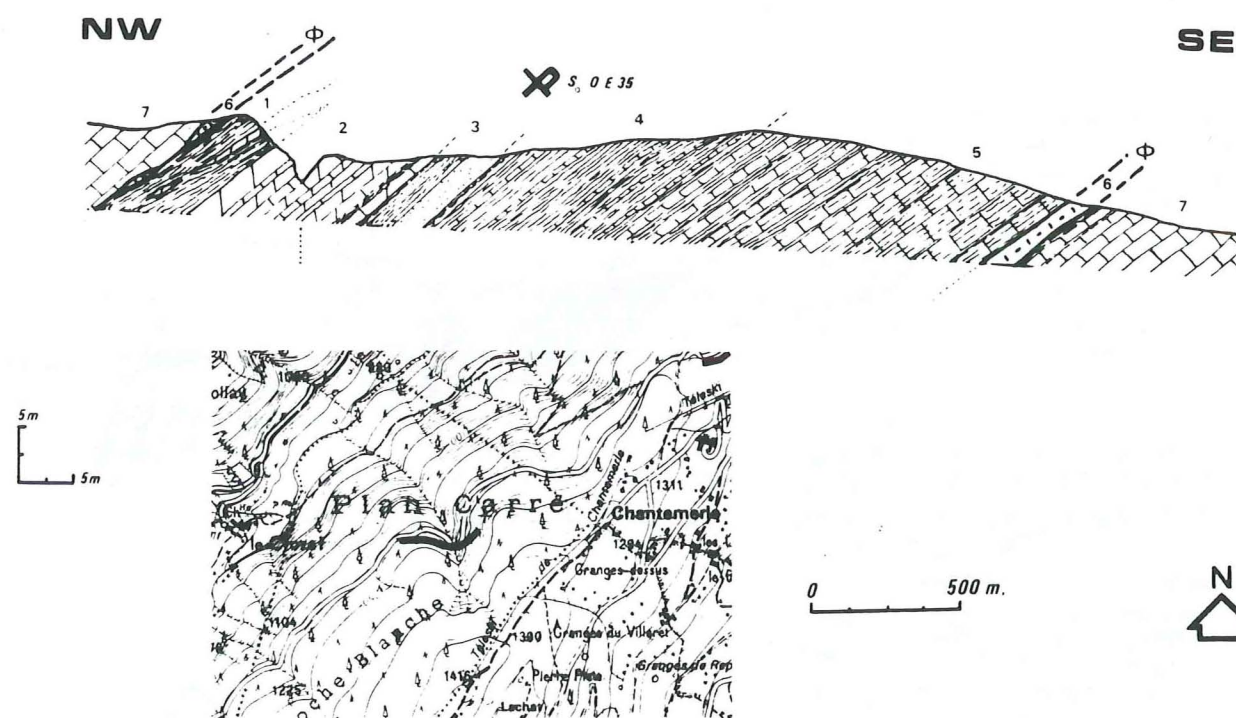


FIG. 10. Coupe du Rhétien le long de la route menant de Combelouvière à la Thuile;

Rhétien ?:

- 1: calcschistes noirs à reflets argents à lits millimétriques de calcaires spathiques noirs (5m.);
- 2: dolomies beiges en bancs massifs décimétriques, à joints schistodolomitiques verdâtres (10m.);
- 3: schistes dolomitiques noirs et pélites noires à altération jaune orangé à rouge lie de vin (5m.) surmontés de quartzites gris massifs (5m.);
- 4: calcaires gris noir en bancs centimétriques alternant avec des calcschistes gris argent à la base, à patine rousse au sommet (40m.);

Héttangien ?:

- 5: calcaires gris noir en bancs décimétriques à joints calcschisteux noirs (30m.);
- 6: cargneules dans un accident tectonique (3m.);
- 7: calcaires noirs massifs de l'Héttangien.

Dans les coupes les moins tectonisées, nous avons reconnu au dessus des cargneules du niveau de décollement ou des dolomies massives (Norien?), sur une quarantaine de mètres d'épaisseur et dans l'ordre stratigraphique, la succession suivante (fig.10):

- des calcschistes et des calcaires spathiques noirs (épaisseur de 5 à 10 mètres);
- des dolomies micritiques beiges (10 mètres) en bancs réguliers décimétriques à joints schisto-dolomitiques verdâtres;
- des schistes dolomitiques noirs et des pélites noires à altération jaune orangé à rouge lie de vin (5 mètres), des quartzites gris à grains fins bien émoussés et bien classés (150 µm de diamètre en moyenne) (pl.2, a) (5 mètres);
- des calcschistes et des calcaires gris noir à faune benthique sténohaline (débris d'échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes) (pl.2, b); ces faciès marins pourraient déjà appartenir au passage Rhétien-Héttangien.

1.5. Interprétation de la série rhétienne.

Les calcschistes à la base, les dolomies et les pélites bariolées semblent appartenir encore à la séquence laguno-marine antérieure. Dans la zone dauphinoise, comme sur toute la plate-forme de l'avant-pays (Lefavrais-Raymond et Horon, 1961), le Rhétien inférieur s'intègre dans la paléogéographie établie au Norien p.p. qui disparaît brusquement au Rhétien moyen; une sédimentation sableuse tidale envahit tout le domaine externe; elle marque fondamentalement le début de la séquence marine du Lias dans cette zone. Ainsi, comme dans tout l'avant pays (Lebouché-Bernet-Rolande, 1972; Courel, 1973), dans la zone dauphinoise, le Rhétien est profondément marqué par ce dépôt détritique classiquement appelé "grès infraliasiques" des "auteurs". Plus précisément dans cette zone, les sables bien évolués et bien classés de domaine infratidal sont tout de même directement hérités des énormes arrivées de matériels grossiers fluvio-deltaïques déposés dans tout l'avant pays. L'"inondation" marine intrarhétienne est accompagnée d'une rhéxistase qui libère cet énorme stock sableux. Ainsi, le Rhétien est la dernière période où l'on voit encore s'inscrire dans l'histoire mésozoïque de la zone dauphinoise, en arrière des massifs cristallins externes, l'influence des apports détritiques d'origine continentale de l'avant pays.

Dès ce moment, un nouveau domaine paléogéographique s'établit; la transgression rhétienne appartient déjà, dans la zone externe, à l'histoire marine liasique.

1.6. Conclusion générale sur le Trias germanique.

Le Trias de la zone dauphinoise appartient au domaine germanique; sa particularité réside dans sa faible épaisseur et surtout par la lacune de sédimentation du Trias inférieur et d'une partie du Trias moyen.

On considère que la région appartenait au môle vindélicien où nous définissons à partir des travaux de Mégard-Galli et Baud (1977) trois séquences stratigraphiques majeures dans le Trias;

- Séquence inférieure (Anisien ? à Norien?): en discordance angulaire sur le socle cristallin ou en concordance apparente sur les grès permien, les conglomérats et les grès du Trias organisés en multiples séquences sédimentaires sont des dépôts d'une plaine d'inondation, proximaux à la base puis probablement de plus en plus distaux vers le sommet; mais rapidement, la décroissance de la fréquence et de la masse des apports détritiques permet l'établissement d'une plate-forme carbonatée. Celle-ci disparaît au profit de lagunes à évaporites (Carnien?).

- Séquence moyenne (Norien ? à Rhétien moyen ?): après l'épisode lagunaire attribué au Carnien, une nouvelle transgression au Norien (?) est accompagnée d'une sédimentation dolomitique qui enregistre au sommet une tendance laguno-marine régressive.

- Séquence supérieure (Rhétien moyen à supérieur): la dernière plate-forme carbonatée du Trias est brusquement envahie par une inondation "marine" de domaine tidal qui annonce, dès le Rhétien moyen, la séquence liasique. Dans la zone dauphinoise, la régression du Rhétien terminal que l'on observe dans tout l'avant-pays (exemple des argiles de Levallois) et dans le domaine pennique externe (§ 2.6.) n'est pas perceptible.

2. Le Trias dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans la zone du Niélard.

2.1. Introduction de la stratigraphie du Trias du domaine pennique externe.

Bien que le Trias des zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise possède de nombreuses affinités avec le Trias briançonnais (aux épaisseurs près), sa stratigraphie n'a été clairement établie qu'à partir des travaux de Kilian et Révil (1893) et de Bertrand (1896).

On peut reconnaître la succession stratigraphique suivante de bas en haut:

- quartzites du Néopermien et du Werfénien;
- dolomies et calcaires de l'Anisien et du Ladinien;
- évaporites du Carnien;
- dolomies et schistes du Norien;
- calcaires et schistes du Rhétien.

L'unique formation évaporitique a servi généralement de niveau de décollement pendant la tectonique tangentielle alpine; on peut ainsi distinguer un Trias tégumentaire (unités de Hautecour et de Salins de la zone des Brèches de Tarentaise) (unités du Mont du Fût et de Valbuche (Martinez-Reyes, 1980) de la zone du Niélard) et un Trias de couverture (unités du Quermoz, de Moûtiers externe et interne de la zone des Brèches de Tarentaise, unité du Niélard de la zone du Niélard).

2.2. Rappels stratigraphiques du Trias tégumentaire.

Le Trias tégumentaire a été étudié précisément par Antoine (1964, 1971) et par Fudral (1973) dans la région de Bourg-Saint-Maurice, par Barbier (1952) et Lu Chia Yu (1980) dans la région de Moûtiers en Tarentaise.

La succession stratigraphique suivante est ubiquiste dans toutes les unités:

- quartzites grossiers verdâtres à dragées de quartz rose à faciès Verrucano (dans le sens de Trümpy, 1965) (30-40 mètres) (Néopermien de Fudral, 1973);
- quartzites blancs massifs à grains bien classés, lités et verdâtres au sommet (30-40 mètres; Werfénien);
- quartzites gris à noirs à lits schisto-dolomitiques noirs, surmontés par des schistes, des dolomies et des pélites gris noir à jaunes (10 mètres; Werfénien terminal);
- dolomies et calcaires dolomitiques crème, parfois pseudobrèchiques, vermiculés à la base (niveau repère de l'Anisien inférieur dans le Briançonnais Ellenberger, 1958; Debelmas et Lemoine, 1961) (60 mètres environ; Anisien);

- enduits schisteux verts et encroûtements ferrugineux (0 à 10 cm à Moûtiers) correspondant aux niveaux de cinérites et d'émersion intra-Anisien supérieur de Caby et Galli, 1964 et de Mégard-Galli et Baud, 1977);
- calcaires et dolomies gris-cendré, parfois zonés, à brèches intraformationnelles (40 mètres, Ladinien);

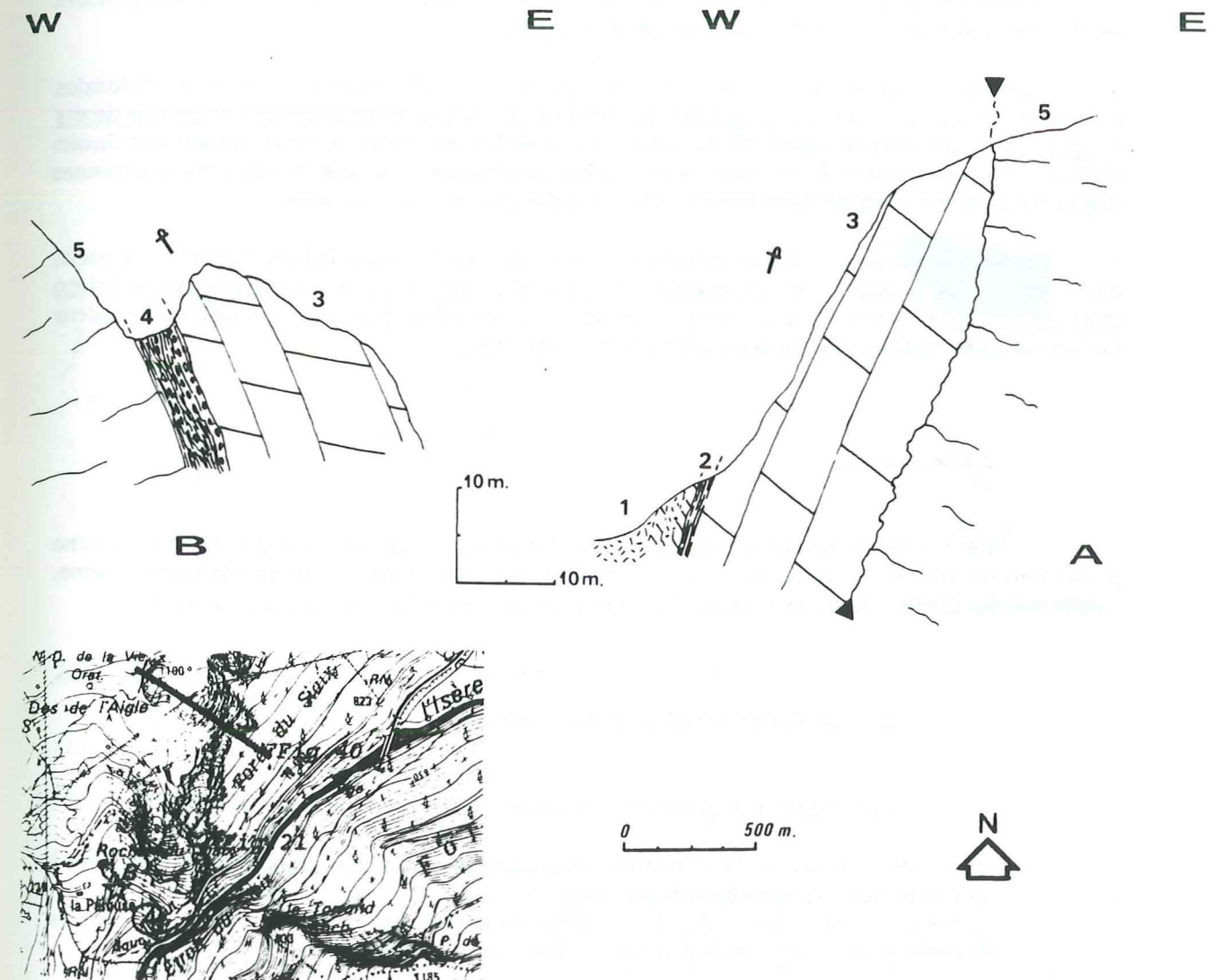


FIG. 11. Coupes du Norien aux Etroits du Siaix (unité de Moûtiers externe);

1: cargneules et gypse (Carnien?);

NORIEN:

2: schistes dolomitiques jaune-roux à noirs (3m.);

3: dolomies jaunes à beiges (10 à 15 m.);

4: argilites bréchiques brunes à vertes monogéniques (0 à 5 m.);

5: calcaires de type Siaix (Pliensbachien) ravinant (triangles) le Norien.

2.3. Le niveau de décollement (Carnien ?).

Il ne reste plus rien des anciennes structures sédimentaires des formations évaporitiques attribuées au Carnien et il est bien difficile de savoir si elles sont diachroniques comme le suppose Collart (1973). Ces évaporites sont généralement impliquées dans le décollement général des couvertures composées de séries variées du Norien au Dogger et surmontées par la série détritique du flysch de Tarentaise.

Nous avons distingué deux familles de sites dans lesquels les évaporites ont fluées pendant les différents événements tectonométamorphiques alpins;

- des sites localisés entre les dolomies tégumentaires du Trias moyen et les dolomies noriennes de la couverture; ces sites sont conformes à la position stratigraphique originelle de ces évaporites et l'on peut voir dans les cas les plus favorables (antiforme à cœur carnien des Etroits du Siaix) la zone de transition entre les évaporites carniennes et la base des dolomies noriennes (fig.11 A); c'est le niveau de décollement de la base des couvertures décollées;

- des sites localisés dans des accidents subverticaux tardifs ou à la base des unités à socle; dans ces cas, la position de ces évaporites n'est plus conforme à leur ancienne situation stratigraphique, elles ont complètement migré dans les bases de nappe (sous les schistes permien ou sous le socle cristallin) ou dans les décrochements tardifs (1).

2.4. Le Norien.

Parmi les unités de couverture, seules les unités du Quermoz et de Moûtiers interne présentent les coupes les plus complètes du Norien. En effet, dans l'unité de Moûtiers externe, l'érosion intra-Lias a atteint les niveaux dolomitiques inférieurs du Norien (fig.11 A et B).

2.4.1. Le Norien dans l'unité du Quermoz.

Dans l'unité du Quermoz, nous avons relevé la coupe type suivante (fig.12):

- des dolomies micritiques (0 à 10 mètres) beige clair, plus ou moins bréchifiées et tronquées à leur base par le contact tectonique basal;
- des schistes dolomitiques (2 à 10 mètres), rouge violacé à verts. Dans ces schistes dolomitiques, les figures de fluage et de bourrage sont fréquentes.

Au dessus de ces schistes dolomitiques du Norien, le Rhétien repose en concordance stratigraphique sans transition.

(1) Les évaporites contenues dans les décrochements tardifs pourraient dans certains cas provenir de la zone delphinohelvétique interne chevauchée.

NW

SE

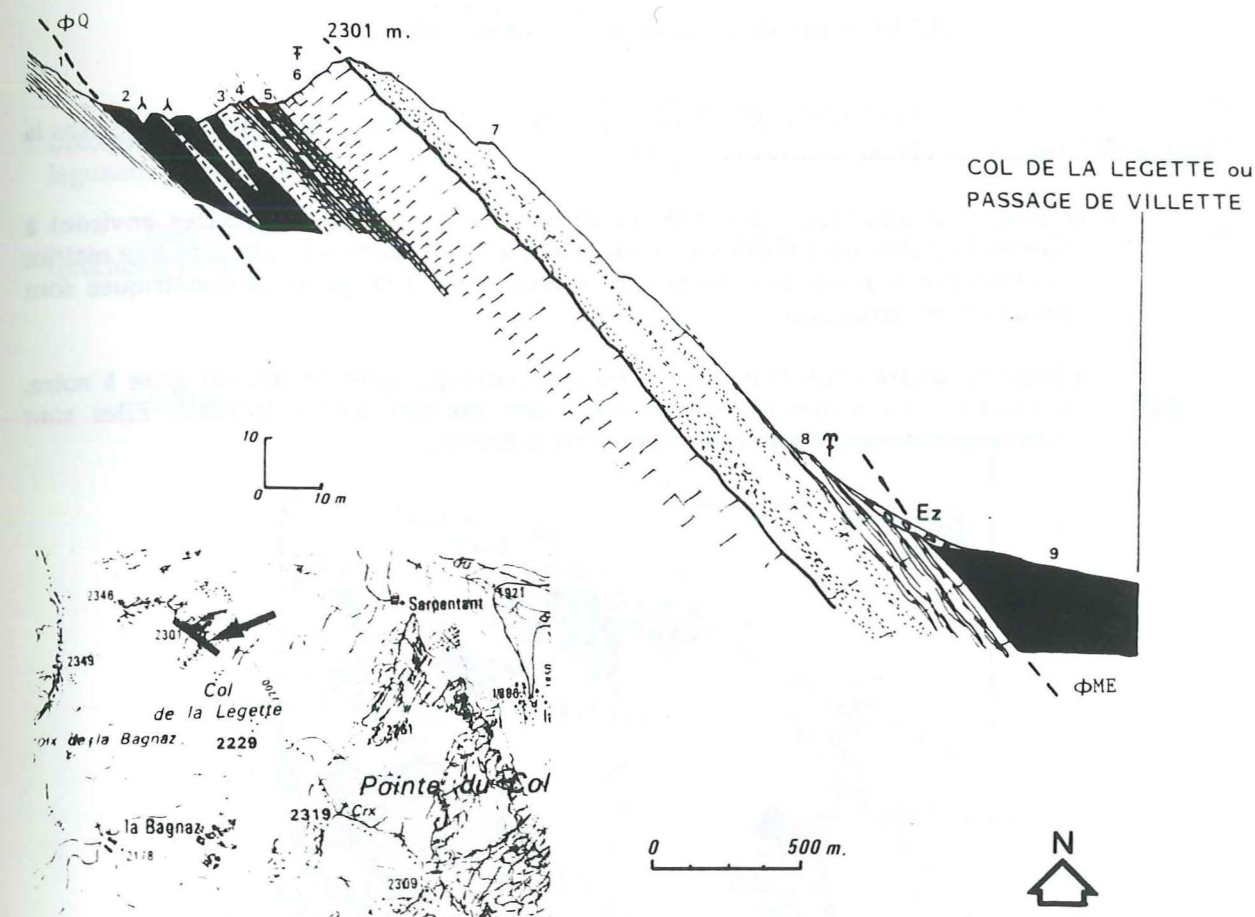


FIG. 12. Coupe du substratum mésozoïque du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz (région du col de la Légette);

UNITE DES SCHISTES DE LA BAGNAZ

1: schistes de la Bagnaz (Permo-Houiller);

UNITE DU QUERMOZ

2: gypse et cargneules belges dans le contact anormal de base;

3-4: Norien:

3: dolomies beiges massives (Norien, 3m.);

4: schistes, jaune rouge violacé à verts à lits dolomitiques jaunes (Norien, 2 à 10m.) avec un banc de dolomies beiges massives;

5: calcaires noirs dolomitiques lumachelliques à patine jaune à ocre (Rhétien, 4m.);

6: calcaires noirs à patine gris jaune (Hettangien ?, 2 m.); calcaires massifs gris foncé (Sinémurien, 12 m.);

7-8: Lias moyen, calcaires de type Villette (Pliensbachien, 22m.):

7: calcaires blancs à galets de dolomies jaunes (type Villette, Pliensbachien, 12m.) reposant sur une surface de ravinement;

8: calcaires blancs à rouge lie de vin à Belemnites entières, en bancs décimétriques, à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites; les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé à verts avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites (type Villette, Pliensbachien, 10m.);

9: couloir de gypse séparant l'unité du Quermoz de l'unité de Moûtiers externe.

2.4.2. Le Norien dans l'unité de Moûtiers interne.

Dans l'unité de Moûtiers interne, la coupe type que nous avons relevé dans la région de Vilette (fig. 13) est la suivante (fig. 14):

- à la base stratigraphique, des brèches calcaréo-dolomitiques (20 mètres environ) à nombreux galets de dolomies sont souvent jointifs ou parfois noyés dans une matrice dolomitique à amas de marnes vertes feuilletées. Les galets centimétriques sont partiellement émoussés.
- des brèches calcaréo-dolomitiques (20 mètres) monogéniques de couleur grise à noire, schisteuses au sommet, ressemblent à des brèches d'effondrement. Elles sont directement surmontées en concordance par le Rhétien.

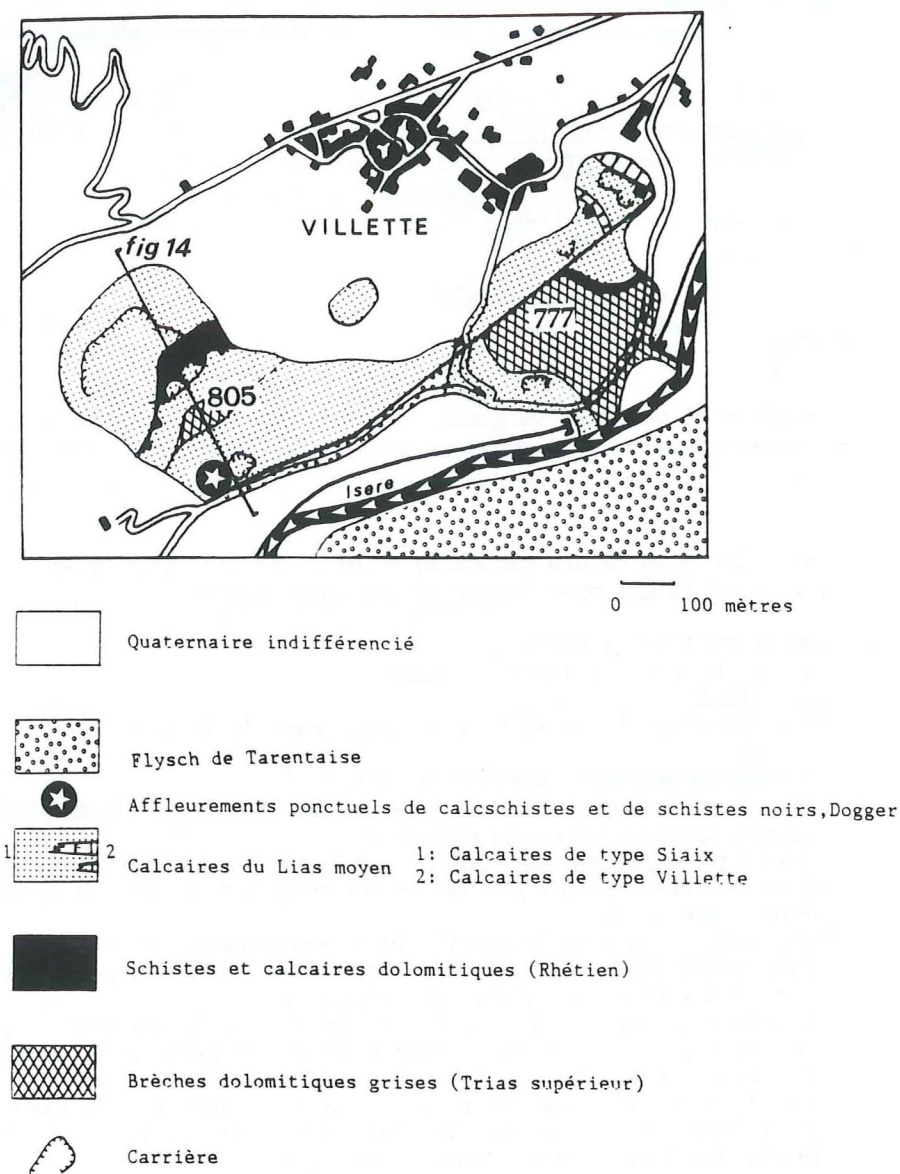


FIG. 13. Carte géologique détaillée de la région de Vilette (unité de Moûtiers interne, commune d'Aime).

2.4.3. Interprétation des séries noriennes.

Dans les unités du Quermoz et de Moûtiers externe, le Norien est formé de dolomies massives jaunes (milieu laguno-marin calme) et de schistes versicolores (milieu lagunaire ? perturbé par des apports argileux rythmiques).

Dans l'unité de Moûtiers interne, la série norienne appartenant à un domaine laguno-marin (brèches d'effondrement probables).

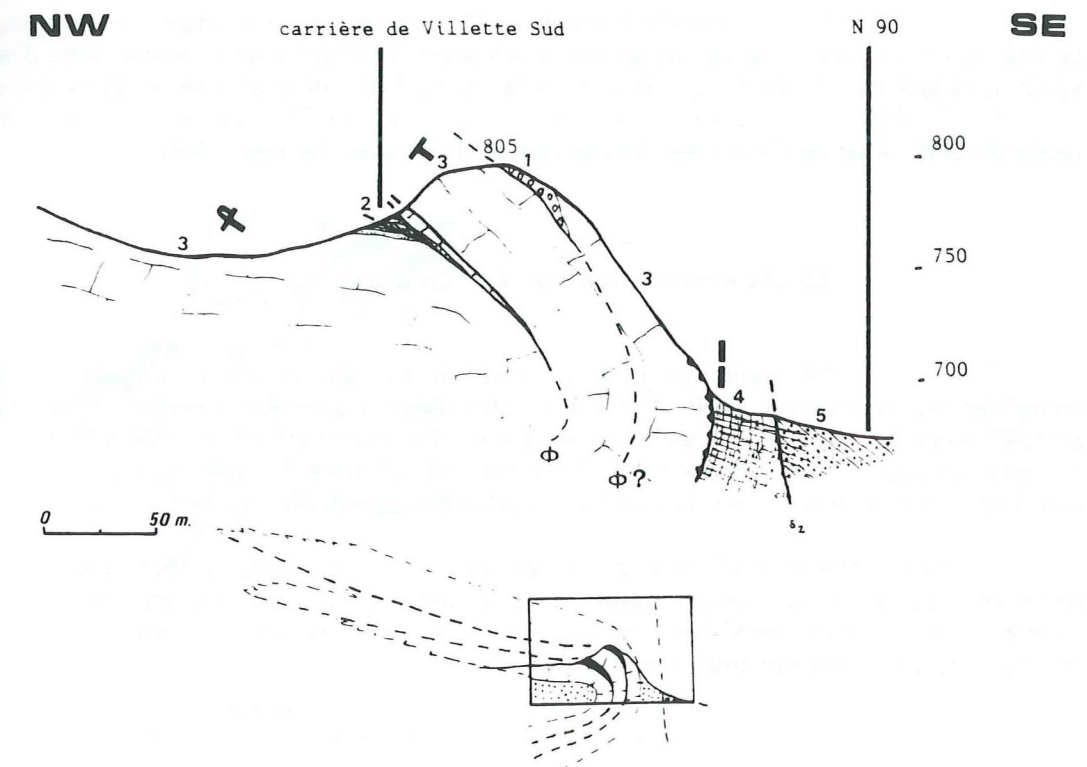


FIG. 14. Coupe du flanc Sud de la colline de Vilette cotée 805 (unité de Moûtiers interne);

Le cartouche sous la coupe représente la structure plicative régionale.

- 1: brèches dolomitiques polygéniques grises (Norien ?)
- 2: calcaires noirs, dolomies grises à rares horizons pseudoolithiques et schistes noirs pyriteux (Rhétien, 15m.); argilites vertes (Rhétien, 4 à 5m.); brèches dolomitiques jaune ivoirin à tâches rouge violacé, roses à vert pâle et contenant des filons sédimentaires calcaires gris sous la base des calcaires spathiques blancs de type Siaix (Rhétien, 1 à 2m.);
- 3: calcaires spathiques blancs, rarement rougeâtres, de type Siaix (Pliensbachien) partiellement dolomitisés en devenant jaunes et saccharoïdes;
- 4: alternance de schistes, de calcschistes et de calcaires noirs reposant sur une surface de ravinement (Aalénien ?);
- 5: série détritique du flysch de Tarentaise.

2.5. Le Rhétien.

Le Rhétien a été cité pour la première fois dans la zone des Brèches de Tarentaise par Pussenot (1914). Il n'est présent que que dans les unités du Niélard (Barbier, 1948; Martinez-Reyes, 1980), du Quermoz et de Moûtiers interne (Schoeller, 1930; Collart, 1973; Fudral, 1973).

2.5.1. Le Rhétien dans l'unité du Niélard.

Dans l'unité du Niélard (fig.15), reposant sur les cargneules polygéniques de la base de l'unité, des calcaires fins dolomitiques noirs alternent à leur sommet avec des calcaires spathiques gris bleu foncé évoquant déjà les faciès du Lias inférieur. Ces calcaires dolomitiques, épais de 15 mètres environ, sont classiquement attribués au Rhétien par comparaison avec les faciès datés du Rhétien de la zone des Brèches de Tarentaise (Barbier, 1948).

2.5.2. Le Rhétien dans l'unité du Quermoz.

Les coupes les plus complètes du Rhétien de l'unité du Quermoz (fig.12, 20) comprennent, directement au dessus des schistes dolomitiques du Norien, des calcaires et des schistes noirs dolomitiques lumachelliques. Tous les auteurs (Schoeller, 1929; Collart, 1973) leur donnent un âge rhétien. Epais de 5 à 15 mètres, ces calcaires dolomitiques et ces schistes sont directement recouverts en concordance par les calcaires calcschisteux noirs du Lias inférieur.

Dans les environs du Cormet d'Arèches, les couches attribuées au Rhétien sont quelque peu différentes. Entre les schistes dolomitiques du Norien et les calcaires calcschisteux noirs du Lias inférieur, nous avons observé des calcaires noirs lumachelliques, des dolomies beiges puis un banc métrique de quartzites fins brun-vert (fig.16).

2.5.3. Le Rhétien dans l'unité de Moûtiers interne.

Dans la colline de Villette, plusieurs coupes du contact Trias-Lias moyen permettent de reconstituer la série rhétienne la plus complète épargnée par le ravinement de la base du Lias moyen (fig.13).

La base de la série rhétienne est visible en série inverse au sommet de la colline de Villette cotée 777; au dessus des brèches dolomitiques grises du Norien, 5 à 10 mètres de calcaires dolomitiques noirs lumachelliques sont plus ou moins laminés entre des lits de schistes noirs écrasés. Collart (1973) a reconnu des lamellibranches pouvant être attribués au genre *Avicula*.

Le sommet du Rhétien est conservé dans une charnière antiforme dans la carrière en activité du flanc Ouest de la colline 805 (fig.17). Des calcaires gris noir dolomitiques à rares horizons pseudo-oolitiques alternent avec des schistes noirs sur une épaisseur de 10 mètres environ. Ils sont surmontés par des argilites vertes sur 5 mètres d'épaisseur passant à des brèches dolomitiques jaune ivoirin à taches rouge violacé ou roses à vert pâle dans lesquelles on trouve des filons sédimentaires calcaires directement sous la surface de ravinement et de remaniement du Lias moyen.

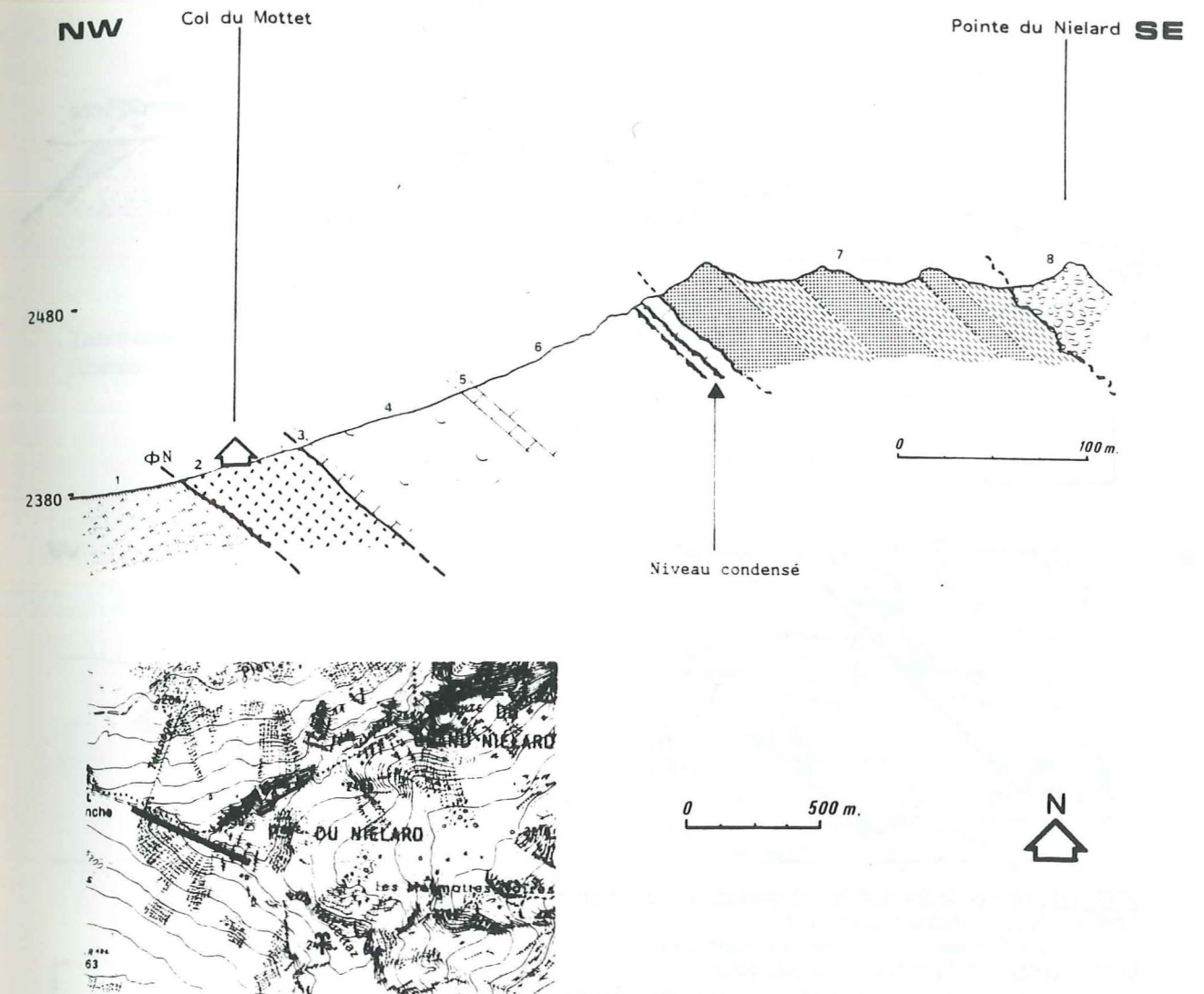


FIG. 15. Coupe du substratum mésozoïque du flysch priabonien de l'unité du Niélard entre le col du Mottet et la pointe du Petit Niélard;

La coupe levée complète les observations antérieures de Barbier (1948) et de Martinez-Reyes (1980).

1: flysch priabonien de l'unité du Cheval Noir;

2: cargneules et gypses;

3: calcaires dolomitiques noirs à patine jaune à rousse en alternance avec des calcaires spathiques gris bleu foncé au sommet (Rhétien, 15m.); en lame mince, les calcaires sont formés de grainstones à débris de lamellibranches, de gastéropodes (notamment des nérinées), de cidaridés et de petits polyptères ahermatypiques. On rencontre également des grainstones à entroques avec ou sans galets dolomitiques. Cependant, le microfaciès le plus fréquent est un wackestone à lamellibranches, brachiopodes, belemnites et entroques;

4: calcaires spathiques gris bleu foncé à patine jaune roux parfois microbréchiques à galets de dolomies jaunes (Hettangien ? à Sinémurien, 60 à 70m.);

5-6: Pliensbachien;

5: calcaires beiges spathiques à biostromes (Pliensbachien, 5m.);

6: calcaires blancs à gris spathiques à biohermes surmontés de deux niveaux condensés limonitiques principaux, épais de 2 à 3 cm (Fc) (Pliensbachien, 100m. environ);

7: bancs décimétriques de brèches calcaires noires et bancs métriques de calcschistes gris (Dogger p.p.) reposant sur une surface de ravinement (100m. environ);

8: conglomérats gréseux de la base du flysch priabonien reposant sur une surface de ravinement.

SW

1^{ère} Partie

NE

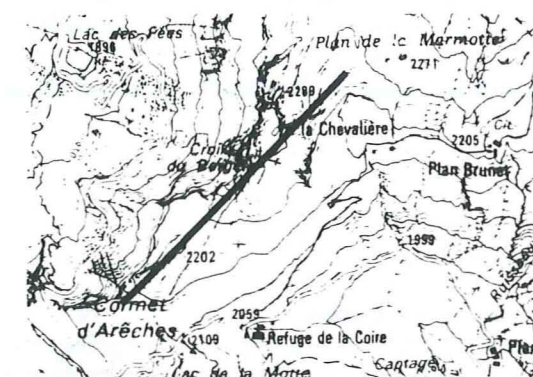
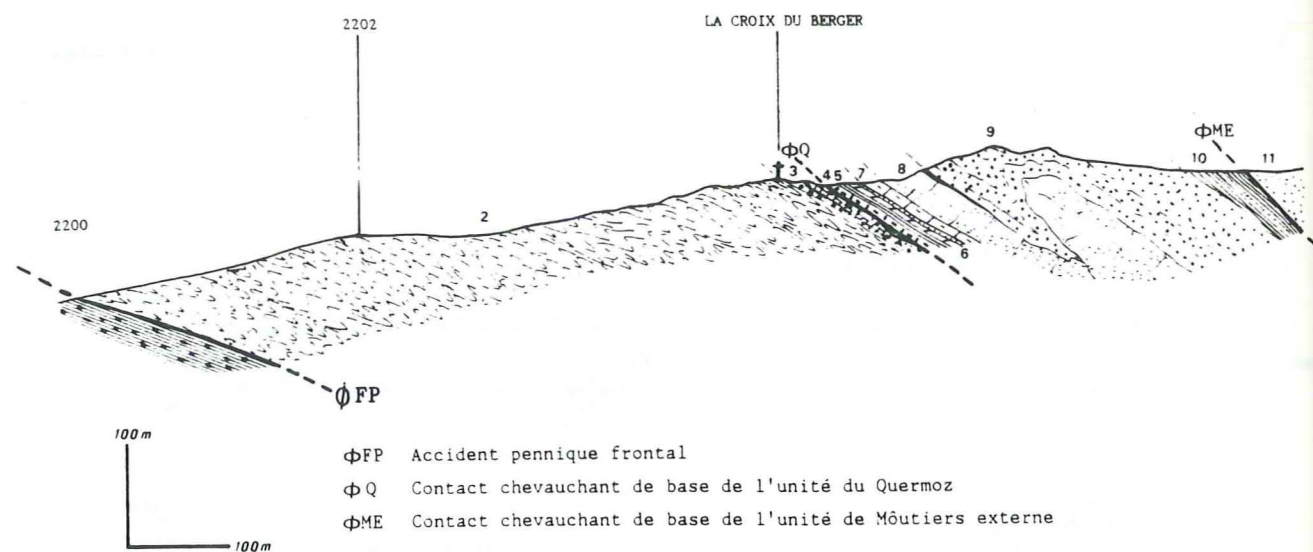


FIG. 16. coupe de l'arête Nord dominant le cormet d'Arèches;
UNITE DE LA CRETE DES GITES

1: schistes noirs à nodules (Aalénien);

UNITE DES SCHISTES DE LA BAGNAZ

2: schistes sériciteux verts à zinzolins (Permo-Houiller);

3: série détritique du flysch de Tarentaise: niveaux conglomératiques à amas de schistes verts Permo-Houillers (6m.), à blocs métriques de dolomies rouges, calcaires gréseux gris (10m.) puis schistes verts permo-Houillers régénérés à galets de dolomies;

UNITE DU QUERMOZ

4-5: Norien (26m.):

4: dolomies beiges bréchifiées à la base puis massives au sommet (Norien, 20m.);

5: schistes violets à lits dolomitiques jaunes (Norien, 6m.);

6: calcaires noirs laminés (2m.), dolomies beiges massives (4m.) puis quartzites brun vert (1m.) (Rhétien);

7: calcaires spathiques noirs à ammonites (Hettangien ? à Sinémurien, 8m.);

8: calcaires blancs à galets de dolomies jaunes (type Villette, Pliensbachien, 20 à 30m.);

9-10: flysch de Tarentaise:

9: calcaires gréseux à rares passées microconglomératiques;

10: schistes noirs contenant un banc de quartzite brun à petits galets dolomitiques (couche des Marmontains);

Remarques: On observe toujours la succession suivante de bas en haut:

- reposant sans transition sur le dernier banc de conglomérats, 10 à 20 mètres de schistes noirs mats ou luisants, de lithofaciès identique aux schistes de l'Aalénien, ne possèdent jamais de nodules silico-alumineux; ils peuvent renfermer de très rares lentilles de quartzites bruns verdâtres épaisses de 5 cm (environ du lac du Saut, Pierre Percée) ou des bancs décimétriques de quartzites à clasts anguleux millimétriques de dolomies jaunes (Plan de la Marmotte au Nord du Cormet d'Arèches);

- au dessus, des calcaires gréseux gris noir alternent avec les schistes noirs sur une épaisseur de 10 à 20 mètres; les lits de schistes noirs diminuent de fréquence et d'épaisseur pour disparaître définitivement au sommet de la formation tandis que les calcaires gréseux deviennent microconglomératiques et appartiennent déjà à la base des conglomérats supérieurs. En lame mince, les quartzites sont formés de grains détritiques de quartz de taille millimétrique (moyenne à 0,5 mm), anguleux à subarrondis, bien triés et mélangés parfois à des phyllites détritiques. Le ciment de ces quartzites est un fond microcristallin de quartz ou très rarement de calcite.

UNITE DE MOUTIERS EXTERNE

11: au dessus des cargneules du contact de base (2m.), brèches à matrices de schistes verts régénérés du Permo-Houillers (flysch de Tarentaise).

1^{ère} Partie

Ainsi dans cette unité, comme au Cormet d'Arèches, les niveaux marins de calcaires noirs sont surmontés par une série laguno-marine.

2.6. Conclusion générale sur le Trias à affinité briançonnaise.

Aux épaisseurs près, le Trias de la zone du Niélard et de la zone des Brèches de Tarentaise appartient à celui du domaine briançonnais. Toutes les séries du "Néopermien" au Rhétien sont peu épaisses mais bien représentées.

W

E

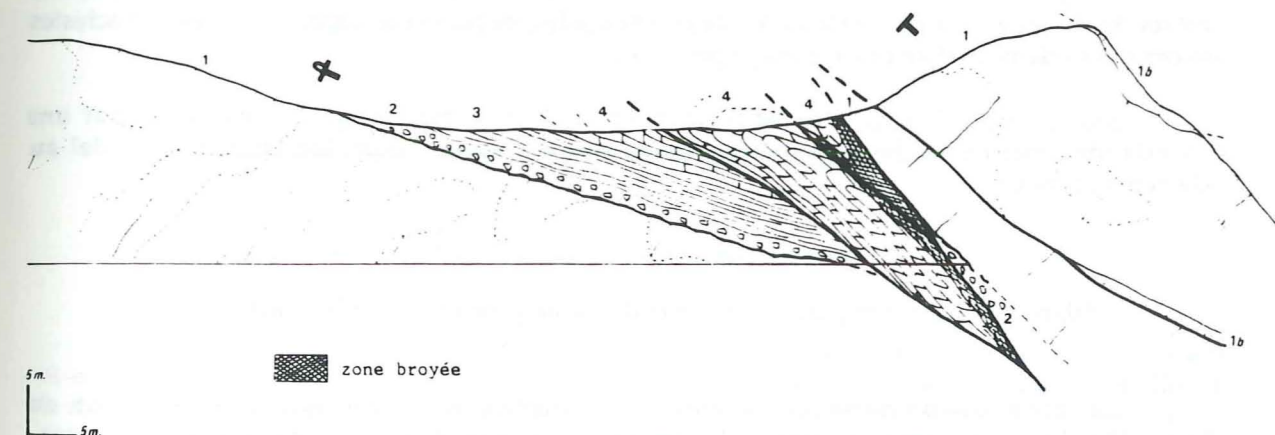


FIG. 17. Coupe de la carrière en activité sur le flanc Sud de la colline de Villette cotée 805 (unité de Moutiers interne);

1: calcaires spathiques blancs de type Sialx (Pliensbachien) partiellement dolomitisés en devenant jaunes et saccharoïdes; 1b: calcaires spathiques rougeâtres de type Sialx (Pliensbachien) partiellement dolomitisés;

2-4: Rhétien:

2: brèches dolomitiques jaune ivoirin à tâches rouge violacé, roses à vert pâle et contenant des filons sédimentaires calcaires gris sous la base des calcaires spathiques blancs de type Sialx (Rhétien, 1 à 2m.);

3: argillites vertes à dodécaèdres pentagonaux de pyrite (Rhétien, 4 à 5m.);

4: calcaires noirs, dolomies grises à rares horizons pseudoolithiques et schistes noirs pyriteux (Rhétien, 15m.?).

On reconnaît toutes les séquences stratigraphiques majeures triasiques du domaine briançonnais (Mégard-Galli et Baud, 1977); en conséquence, nous discutons les interprétations paléogéographiques de chaque séquence stratigraphique de la manière suivante:

- séquence du Permo-Anisien supérieur: au Saxono-Thuringien, une forte reprise de l'érosion des socles cristallins à la suite de la phase saalienne engendre de nouveaux dépôts conglomératiques (faciès Verrucano (Feys et Greber, 1950; Trümpy, 1965) qui envahissent le domaine laguno-lacustre des schistes de la Bagnaz; à cet épisode fluvio-lacustre fait suite un régime deltaïque côtier au Werfénien avec le dépôt de sables de mieux en mieux classés et lavés en milieu tidal; la disparition de l'approvisionnement en matériel détritique à l'Anisien permet l'édification d'une plate-forme carbonatée marine néritique calme; elle s'achèvera brusquement à l'Anisien supérieur, suite aux épisodes tectoniques survenus dans la zone briançonnaise;
- séquence du Ladinien: après une lacune de sédimentation (émersion et dépôts de tonstein) de durée indéterminée, la plate-forme carbonatée subsiste jusqu'au Ladinien supérieur; elle disparaît au Carnien par suite de la forte instabilité tectonique enregistrée dans la zone briançonnaise, laissant place à des lagunes à évaporites;
- séquence du Norien: au Norien, la dernière plate-forme carbonatée du Trias s'installe; une instabilité tectonique provoque le dépôt de brèches polygéniques et le dépôt rythmique de schistes dolomitiques dans un domaine lagunaire perturbé;
- séquence du Rhétien: la lagune héritée du Norien est brusquement envahie par une "inondation" marine au Rhétien qui évolue lentement vers un domaine lagunaire à tidal au Rhétien supérieur.

3. Bilan de l'étude: comparaison entre le domaine germanique et le domaine alpin.

La zone dauphinoise et la zone des Brèches de Tarentaise appartenaient au Permo-Houiller à un même domaine tardi-hercynien. Au Trias, deux domaines apparaissent;

- un domaine germanique: le môle vindélicien est un domaine stable et peu subsident, longtemps émergé; les premiers dépôts fluvio-marins appartiennent au Trias moyen à supérieur; le cycle triasique, ici de courte durée, évolue donc très rapidement et la sédimentation laguno-évaporitique du Keuper succède directement à la courte transgression; sur le môle vindélicien, les trois séquences du cycle triasique semblent correspondre respectivement aux séquences du Ladinien, du Norien et du Rhétien du domaine alpin; mais, contrairement au domaine alpin, dans le domaine germanique la transgression brutale de la mer rhétienne laisse place sans transition à la mer jurassique; au Trias, le domaine germanique s'étend sur toute la zone externe; il devait être bordé à l'Ouest par le seuil lyonnais, au NW et au Nord par la mer germanique transgressive et à l'Est et au SE par la mer alpine transgressive qui constitue le second domaine;
- un domaine alpin: dans la zone pennique externe, la série triasique est identique aux épaisseurs près à celle de la zone briançonnaise; la mer alpine s'installe dès le Werfénien et l'on assiste dès lors à une histoire sédimentaire laguno-marine complexe temporairement interrompue à l'Anisien supérieur par une émersion puis au Carnien par le dépôt d'évaporites; ce domaine subsident est instable; il contient toutes les séquences du Trias (séquence du Permo-Anisien supérieur; séquence du Ladinien; séquence du Norien et séquence du Rhétien); la mer rhétienne (séquence du Rhétien) envahit rapidement le domaine laguno-marin hérité du Norien; mais contrairement au premier domaine où la mer est définitivement installée dès le Rhétien, dans le domaine alpin on assiste, localement, à un retour laguno-marin temporaire avant la transgression de la mer liasique.

IV. LA SÉQUENCE STRATIGRAPHIQUE MAJEURE DE L'HETTANGIEN-AALÉNIEN.

Nous définissons tant dans la zone dauphinoise que dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard une séquence stratigraphique majeure Hettangien-Aalénien. Celle-ci débute dans la zone dauphinoise par la transgression de l'Hettangien et s'achève par la discontinuité sédimentaire de l'Aalénien supérieur-Bajocien inférieur. Dans la zone dauphinoise, la séquence stratigraphique majeure n'a pas pu être découpée en séquences mineures.

En revanche, dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard, la séquence majeure qui débute par la transgression de l'Hettangien et se termine par la discontinuité majeure de base des séries détritiques du Dogger est découpée en séquences mineures séparées par des discontinuités locales (surfaces de ravinement, surfaces de condensation); nous avons défini ainsi trois séquences stratigraphiques mineures:

- séquence mineure du Lias inférieur;
- séquence mineure du Lias moyen;
- séquence mineure du Lias supérieur ? à Aalénien.

1. La séquence stratigraphique majeure dans la zone dauphinoise.

1.1. Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.

Haug (1891) définit pour la première fois le faciès dauphinois divisé en Lias calcaire et en Lias schisteux. Kilian et Révil (1912) établissent la succession stratigraphique détaillée de la zone delphinohelvétique interne en Maurienne et en Tarentaise. Cette dernière est complétée en 1929 par Schoeller. Mais ce sont les travaux de Barbier (1942, 1944, 1948, 1956, 1958, 1961) et surtout ceux de Landry (1976), Triboulet (1980), Eltchaninoff (1980), Serre (1983) et de Barféty (1985) qui ont permis de préciser les connaissances stratigraphiques dans cette zone.

1.2. L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien.

1.2.1. L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien dans la nappe du Mont Joly.

Dans l'accident du col du Pré-Cuvy, au col du Pré même et aux ravines rouges sous la Roche Parstire, des calcaires argileux en bancs décimétriques à joints ou lits calcschisteux, gris noir à patine ocre, contiennent parfois de nombreuses petites belemnites (fig. 18) et sont identiques aux calcaires du Sinémurien-Carixien du massif du Mont Joly décrits par Eltchaninoff et Triboulet (1980).

Au dessus, ces calcaires passent à des calcschistes gris à patine gris brun pouvant être attribués au Domérien.

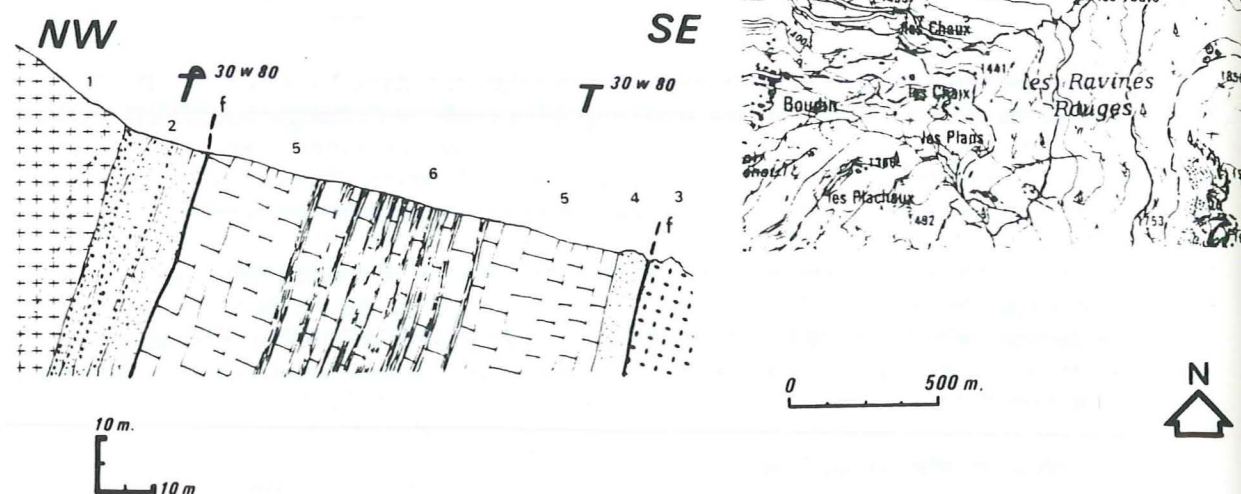


FIG. 18. Coupe du bord occidental de l'accident du col du Pré au niveau de la route menant à Boudin;

SOCLE CRISTALLIN ET TEGUMENT

- 1:socle cristallin: micaschistes et gneiss;
2:alternance de grès grossiers bruns et de grès fins brun orangé (12m.);

COUVERTURE

- 3:cargneules;
4:quartzites fins gris brunâtre (5m.) (Rhétien ?);
5:calcaires gris noir en bancs décimétriques à rares belemnites (20m.) (Hettangien);
6:alternance de calcaires gris noir en bancs décimétriques à centimétriques et de calcschistes gris (30m.)(Sinémurien ?).

1.2.2.L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien dans la nappe de Roselette.

-Dans les unités de Roselend et de Roselette-la Madeleine et dans les écaïlles du Gollet.

Dans les environs de Celliers et de Combelouvière, le Lias inférieur à moyen semble affleurer en totalité.

En concordance au dessus du Rhétien, des calcaires microsparitiques argileux noirs, à patine ocre, à joints ou à lits calcschisteux noirs, (100 mètres environ) ont été datés en de nombreux endroits de l'Hettangien (zone à angulata) (Barféty, 1985).

En lame mince, on observe un fond microsparitique schisteux uniforme à rares belemnites; rarement des débris d'échinodermes sont associés à des niveaux bioturbés.

Au sommet, ces calcaires passent à des calcschistes bleu noir à rares horizons calcaires fins gris bleu à patine ocre. Ces derniers sont rapportés au Sinémurien et au Carixien, ayant livré de rares fossiles carixiens dans la région de Celliers et du col de la Madeleine.

Ces calcschistes sont surmontés de calcschistes gris à patine gris rouille, à entroques, attribués au Carixien supérieur par analogie de faciès avec les mêmes formations datées au Sud de l'Arc.

L'épaisseur des séries sinémuriennes et carixiennes peut être estimée à 50 mètres. Cette épaisseur assez faible peut résulter d'une réduction d'origine tectonique incontrôlable par suite de la rareté des datations de ces faciès peu individualisés.

-Dans l'unité de la Crête des Gittes.

Au plan de la Lai, 25 mètres de calcaires noirs à entroques, redoublés tectoniquement, affleurent le long du contact de base de l'unité. Ils sont entourés par les schistes noirs attribués à l'Aalénien. Ces calcaires ont fourni une *Arietites sp.* du Sinémurien (Schoeller, 1929).

En lame mince, ce sont des grainstones parfois légèrement gréseux à débris d'entroques et de belemnites (pl.2, c).

L'extrême rareté des datations paléontologiques conduit à émettre quelques réserves sur la continuité stratigraphique entre les formations.

Trois hypothèses peuvent être envisagées:

- au dessus des calcaires sinémuriens, les schistes noirs représentent le Carixien, le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien; la série stratigraphique serait complète mais les faciès liasiques auraient un caractère très particulier;

- les schistes noirs aaléniens reposeraient stratigraphiquement sur les calcaires sinémuriens, or aucun indice sédimentaire ne permet d'étayer l'hypothèse d'une lacune du Lias moyen et supérieur;

- enfin, les calcaires sinémuriens ont été entraînés dans le contact de base de l'unité entièrement décollée au niveau des schistes aaléniens; on trouve en effet des lambeaux de poussée de calcaires sinémuriens dans le contact de base de l'unité près du passage du Meraillet (fig.26); par ailleurs, la présence d'albite est symptomatique d'un métamorphisme metasomatique strictement localisé dans les contacts tectoniques majeurs (§ 3ème partie); ces observations permettent de privilégier cette dernière hypothèse.

1.3.Le Domérien et le Toarcien dans la nappe de Roselette.

Le Domérien et le Toarcien affleurent particulièrement bien dans la région de Doucy et de Celliers.

Des calcschistes gris sombre à roux associés à des calcaires en plaquettes silteux souvent à entroques (50 mètres), reposent en concordance sur les calcschistes carixiens. Ces calcschistes peuvent appartenir au Domérien. Au dessus, des calcschistes noirs à altération gris brun argent à nodules limono-pyriteux pourraient être toarciens (150 mètres ?); à l'Est du col de la Madeleine, les calcschistes gris sombre (fig.19) nous ont livré un niveau gris beige très riche en *Bositra buchii* Roemer 1836 (= *Posidonomya alpina* Gras 1852)⁽¹⁾ (pl.4, a, b). Cette espèce est particulièrement abondante au Dogger (Guillaume, 1927);

(1) Détermination de S.Frêneix, Muséum National d'Histoire Naturelle.

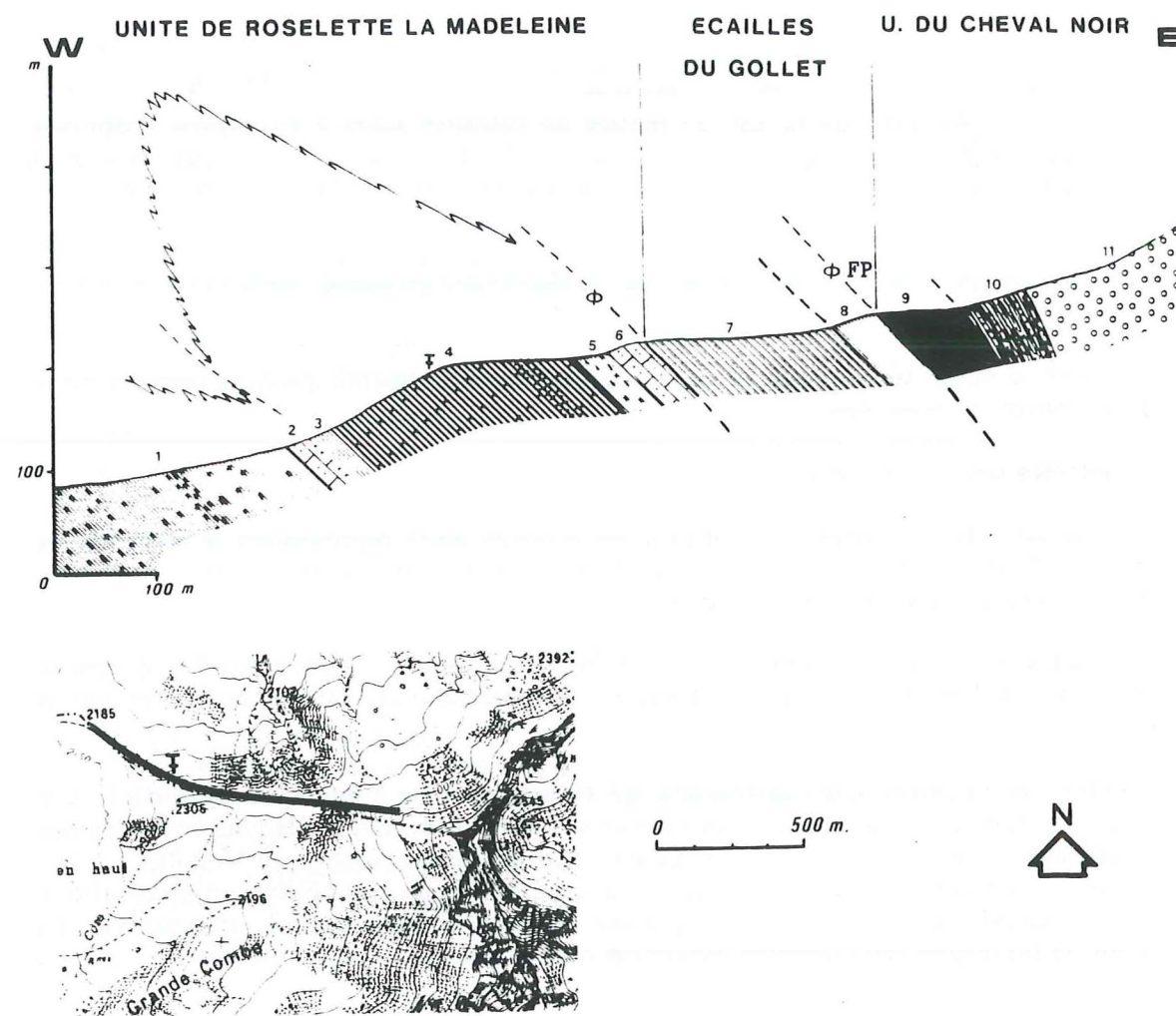


FIG. 19. Coupe du versant est du col de la Madeleine;

UNITE DE ROSELETTE-LA MADELEINE

- 1: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 2: calcaires à patine beige jaune gréseux à calcschisteux (20m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 3: schistes noirs à nodules (25m., Aalénien);
- 4: calcschistes noirs à altération brune contenant un horizon à *Bosttra buchii* (5m.), calcaires gréseux beiges et calcschistes noirs à patine rouille, calcschistes noirs puis bruns (250m., Toarcien);
- 5: schistes noirs à nodules (30m., Aalénien);
- 6: calcaires à patine beige jaune gréseux à calcschisteux (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);

ECAILLES DU GOLLET

- 7: schistes et calcschistes gris (Callovo-Oxfordien);
- 8: schistes noirs à nodules (25m., Aalénien);

UNITE DU CHEVAL NOIR

- 9: gypse du front pennique; Φ FP
- 10: schistes zinzolins à verts et grès microconglomératiques zinzolins (Permo-Houiller);
- 11: conglomérats de base du flysch priabonien.

cependant, *buchii* peut apparaître dès le Toarcien terminal (communication orale, J.C.Fischer, M.N.H.N.). L'absence de tout fossile stratigraphique ne permet pas de certifier l'âge de ces calcschistes mais il semble peu probable qu'il puissent appartenir au Dogger du fait de la similitude de leur lithofaciès avec ceux du Toarcien.

1.4.L'Aalénien dans la nappe de Roselette.

-Dans les unités de Roselend et de Roselette-la Madeleine.

Aux calcschistes gris argent du Toarcien succèdent en concordance des schistes noirs à reflets argentés, irisés, à altération gris beige à brune (150 mètres ?); ils ont la particularité de contenir des "nodules" silicoalumineux noirs très durs dont le centre est souvent limono-pyriteux à reflets irisés. Ces "nodules" amygdaloïdes, de taille centimétrique, soulignent toujours la stratification et leur alignement est souvent oblique à la schistosité principale. L'hypothèse de bancs siliceux centimétriques boudinnés puis entièrement dilacérés lors des différentes phases synschisteuses proposée par Schoeller (1930) doit être retenue en absence de toute structure interne pouvant évoquer la genèse de nodules siliceux.

Deux régions sont principalement fossilifères:

- à l'Est du col de la Madeleine, les zones à *Opalinum* et à *Murchisonae* (Barbier, 1958) ainsi que la zone à *Discites* de la base du Bajocien (Barféty, 1985) sont présentes;
- au Nord de l'Isère (entre le lac de la Thuile et le Grand Crêt et plus au Nord, à l'ouest du col de Charvetan, sur le flanc septentrional de la pointe cotée 2239), des "nodules" nous ont fourni trois *Costileioceras* du groupe *actum* Quenstedt ⁽¹⁾ (zone à *Murchisonae*).

-Dans l'unité de la Crête des Gittes et dans les écaillles du Gollet.

Dans ces unités, les faciès rapportés à l'Aalénien sont identiques à ceux de l'unité de Roselette-La Madeleine. Ces schistes n'ont fourni qu'une *Posidonomya alpina* Gras (Schoeller, 1929).

1.5.Conclusion sur la séquence stratigraphique majeure de l'Hettangien-Aalénien dans la zone dauphinoise.

Même si toutes les biozones d'ammonites n'ont pas été reconnues, l'absence de toute trace de ravinement, de condensation ou de variation brusque de lithofaciès tend à prouver que le Lias est complet dans une série compréhensive relativement épaisse dans la nappe supérieure du mont Joly et dans la nappe de Roselette.

La disparition temporaire des affleurements du Lias au Nord de l'Isère dans la nappe de Roselette résulte d'une réduction tectonique; en effet, la base du Lias disparaît contre la faille bordière orientale du Rameau interne de Belledonne et son sommet est chevauché par la mégastructure synclinal du Roc Marchand.

Dans toute la nappe de Roselette, l'évolution paléogéographique est partout comparable, sauf peut être pour le Sinémurien particulier de l'unité de la Crête des Gittes.

Le domaine marin établi dès le Rhétien supérieur est assez néritique; mais dès l'Hettangien et jusqu'au Carixien moyen, des courants de fond anoxiques envahissent le domaine marin ouvert à sédimentation marneuse constante.

(1) Détermination de R.Mouterde, Inst. cath. Lyon.

Au Carixien supérieur et au Domérien, les conditions euxiniques disparaissent temporairement; la sédimentation devient alors silteuse ou localement bioclastique à la suite de l'établissement de prairies de crinoïdes.

Dès le Toarcien, les conditions euxiniques réapparaissent et la sédimentation redevient marneuse et bientôt argileuse au Toarcien supérieur et jusqu'à l'Aalénien supérieur.

Ainsi, toute la région peut être incluse dans le bassin dauphinois. Les formations décrites appartiennent au faciès de "bassin" dont les relations géométriques durant l'extension synrift avec les faciès de haut fond des sommets de blocs sont bien décrites au Sud de l'Arc (Barfety et al., 1970, 1979, 1980, 1982; Dardeau, 1984; Lemoine et al., 1981), en Maurienne (Barbier 1944, 1961; Serre, 1983; Serre et al., 1985) et dans le massif du Mont Blanc (Eltchaninoff, 1980).

Cependant, en absence de tout biomarqueur de paléoprofondeur, l'assimilation de ces dépôts à des sédiments bathaux est dangereuse; ces faciès ubiquistes que l'on trouve en partie dans l'avant-pays européen reflètent bien plus un modèle hydrodynamique global particulier de toute la marge continentale du rift téthysien qu'un bassin dauphinois profond isolé. Néanmoins, les caractères anoxiques sont naturellement mieux marqués dans les zones les plus profondes de cette marge et en particulier dans le bassin dauphinois.

2. La séquence stratigraphique majeure dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans la zone du Niélard.

2.1. Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.

Kilian et Révil en 1893 établissent la stratigraphie du Lias de la zone des Brèches de Tarentaise ultérieurement précisée par Schoeller (1929). Ce dernier auteur distingue les formations suivantes:

- calcaires et schistes noirs (Lias inférieur);
- calcaire blanc à silex et marbre de Villette (Lias moyen).

On peut déjà constater, à la vue de cette description sommaire, que le Lias condensé et calcaire des zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard puissant au plus de 150 mètres n'a aucun point commun avec le Lias dauphinois calcschisteux épais de 500 mètres environ.

2.2. La séquence stratigraphique mineure du Lias inférieur.

Un ensemble de calcaires noirs peu épais reposant directement sur le Rhétien caractérise la première séquence stratigraphique mineure. Cet ensemble affleure dans l'unité du Niélard et dans l'unité du Quermoz.

Dans les unités de Moutiers, le Lias inférieur n'existe pas et le Lias moyen repose par ravinement sur les différents niveaux du Rhétien et du Norien.

2.2.1. Le Lias inférieur dans la zone du Niélard.

Dans l'unité du Niélard, en concordance au dessus des derniers bancs du Rhétien, des calcaires spathiques gris bleu, bioclastiques à microbréchiques (fig.15), contiennent des débris de lamellibranches, de brachiopodes et de bélemnites.

Kilian et Révil (1912) puis Barbier (1948) citent notamment:

Gryphaea arcuata Lamk.
Belemnites brevis d'Orb.
Arietites sp.
Aegoceras sp.

Cette faune donne un âge sinémurien (s.l.) à ces calcaires épais de 60 à 70 mètres.

L'Hettangien n'a jamais été identifié. On pourrait cependant lui attribuer les premiers mètres de ces calcaires.

Ces calcaires sont recouverts, ici en concordance, par un calcaire beige microsparitique à polypiers appartenant déjà à la séquence mineure du Lias moyen.

2.2.2. Le Lias inférieur dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Dans l'ensemble des unités de la zone des Brèches de Tarentaise, seule l'unité du Quermoz possède une série complète du Lias inférieur (1).

Nous avons levé la coupe la plus complète dans les environs des Mouilles (unité du Quermoz) (fig.20).

On a de bas en haut au dessus du Rhétien:

- 2 mètres de calcaires noirs en plaquettes;
- 2 mètres de calcaires noirs massifs à oolites ferrugineuses; ce faciès n'ayant jamais été signalé; (en lame mince (pl.6,a,b,e,f), une matrice microsparitique contient de nombreuses oolites ferrugineuses plus ou moins déformées; le nucléus de ces oolites peut être formé d'un débris d'entroque, d'un radiole, d'un petit foraminifère du genre *Involutina*, d'un débris coquillier ou plus rarement d'un grain de quartz. Bien que ces oolites soient remaniées et parfois brisées, leur milieu de genèse ne devait pas être fort éloigné);
- au dessus, 12 mètres de calcaires spathiques massifs gris à niveaux lumachelliques (polypiers ahermatypiques, lamellibranches, gastéropodes (nous avons rapporté certaines sections de brachiopodes au genre *Spiriferina* du Lotharingien (pl.6,d)); Collart (1973) cite également *Arietites* du Sinémurien et Schoeller (1929) mentionne *Liogryphaea arcuata* Lamk. du Sinémurien);
- 5 mètres de calcschistes gris bleu noir à petits bancs de calcaires lumachelliques.

Comme dans l'unité du Niélard, l'Hettangien n'est pas reconnu mais les premiers mètres de calcaires noirs calcschisteux à patine gris jaune pourraient être de cet âge.

(1)Ailleurs, on ne trouve le Lias inférieur qu'en lambeaux dans l'unité du Roignais (Antoine, 1971) ou en blocs dans les brèches du Dogger du massif du Grand Fond (Schoeller, 1929; Fudral, 1973).



FIG. 20. Coupe du substratum mésozoïque du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz (région des Mouilles);

UNITE DES SCHISTES DE LA BAGNAZ
1: schistes de la Bagnaz (Permo-Houiller);
UNITE DU QUERMOZ

- 2-4: Norten:
2: calcaires blancs à la base et dolomies beiges massives au sommet (Norten, 3m.);
3: schistes rouge violacé à verts à lits dolomitiques jaunes (Norten, 2 à 10m.);
4: dolomies beiges massives (Norten, 2 m.);
5: calcaires noirs dolomitiques lumachelliques à patine jaune à ocre (Rhétien, 4m.);
6-8: Lias inférieur (20m.):
6: calcaires noirs à patine gris jaune (Hettangien ?, 2 m.) puis calcaires noirs à patine rouille à oolithes ferrugineuses (Sinémurien ?, 2m.) (affleurement remarquable pointé sur la carte par un astérisque);
7: calcaires massifs gris foncé (Sinémurien, 12 m.);
8: calcschistes gris bleu noir (Sinémurien, 5m.);
9-10: Lias moyen, calcaires de type Villette (Pliensbachien, 22m.):
9: calcaires blancs à galets de dolomies jaunes (type Villette, Pliensbachien, 12m.) reposant sur une surface de ravinement;
10: calcaires blancs à rouge lie de vin à Belemnites entières, en bancs décimétriques, à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites; les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites (type Villette, Pliensbachien, 10m.);
11: Belemnites (type Villette, Pliensbachien, 10m.);

11: Belemnites (type Villette, Pliensbachien, 10m.);

Cette séquence stratigraphique du Lias inférieur est surmontée par les calcaires pliensbachiens à la base desquels on observe une discontinuité complexe issue d'un épisode de remaniement et de ravinement inexistant dans la zone du Niélard.

2.3. La séquence stratigraphique mineure du Lias moyen.

Dans toutes les unités de couverture, le Lias moyen, souvent ravinant sur un substratum varié du Norien au Lias inférieur, possède deux types de calcaires de même âge; il s'agit:

- de calcaires blancs récifaux à périrécifaux (unité du Niélard, unités de Moûtiers);
- de calcaires blancs à rouges hémipélagiques (unité du Quermoz et unité de Moûtiers interne, unité du Roignais-Versoyen).

Chacun de ces faciès présente des discontinuités d'ordre local, témoins d'arrêts de sédimentation.

Nous avons mis en évidence deux familles de niveaux condensés:

- des niveaux limonitiques au sommet des calcaires de type Siaix;
- des niveaux calcschisteux hématitiques, microconglomératiques, dans les calcaires de type Villette.

2.3.1. Les calcaires de type Siaix.

- Les calcaires de type Siaix dans l'unité du Niélard.

Au dessus des calcaires noirs du Lias inférieur, des calcaires blancs épais d'une centaine de mètres sont ravinés et surmontés au sommet par les brèches calcaires du Dogger.

La coupe la plus complète (fig.15) que nous avons levée confirme les descriptions de Barbier (1948) et de Martinez-Reyes (1980);

- en concordance sur le dernier banc de calcaire du Lias inférieur, des calcaires beiges microsparitiques lumachelliques (5 mètres) nous ont révélé au microscope optique des constructions biostromales aplaties associées à des spongiaires; il s'agit d'une phase initiatrice de la mise en place de la plate-forme récifale au Lias moyen par l'édification d'un biostrome de base, à spongiaires;
- des calcaires blancs à gris, massifs, spathiques, bioclastiques (à nombreux débris de lamellibranches, de brachiopodes, de gastéropodes, de cidaridés et de polypiers hermatipyques)(100 mètres environ), contiennent des biohermes de taille métrique; la découverte de *Zeilleria numismalis* Lamk. (Kilian et Révil, 1912) donne un âge pliensbachien à cette formation récifale et périrécifale.
(les calcaires pliensbachiens renferment parfois de nombreux silex gris noir en rognons ou en réseau diverticulé (sous la cote 2266 dans les falaises méridionales du massif du Niélard). Ceux ci présentent en lame mince un fond microcristallin dans lequel on devine rarement des sections circulaires ou ellipsoïdales pouvant être rapportées à des débris de spicules de spongiaires ou d'holothurides);

Sur l'arête entre le col du Mottet et la pointe du Petit Niélard, nous avons découvert au sommet des calcaires pliensbachiens de nombreux horizons ferrugineux parmi lesquels on peut

distinguer au moins deux arrêts de sédimentation principaux, situés respectivement à 15 mètres et à 10 mètres sous la surface de ravinement des brèches du Dogger.

-Les calcaires de type Siaix dans l'unité de Moûtiers externe.

Les falaises dominant l'Isère aux Etroits du Siaix sont formées de calcaires blancs de type Siaix dans lesquels nous avons levé la coupe de référence.

Aux Etroits du Siaix, à la Roche de Jonathan ou au Crêt du Rey, les calcaires de type Siaix reposent directement sur les dolomies massives noriennes ravinées (fig.11 A). La discontinuité entre les dolomies et les calcaires est très irrégulière, montrant des fentes verticales centimétriques, de larges vasques dans lesquelles les calcaires de type Siaix pénètrent profondément. Cette discontinuité est toujours nette évoquant une surface karstifiée nettoyée avant les premiers dépôts liasiques.

Les calcaires de type Siaix, blancs ou gris très clair, massifs, très mal stratifiés sont épais de 50 mètres environ. Ils ne possèdent des silex gris noir en rognons ou en réseau diverticulé qu'au Dos de l'Aigle et à Montgirod, préférentiellement dans les dix premiers mètres au dessus du contact avec les dolomies noriennes.

En lame mince, ces calcaires montrent toujours une sparite baroque de recristallisation. On peut supposer que ces calcaires étaient formés au départ comme ceux de l'unité du Niélard de grainstones et de boundstones.

Les fossiles rencontrés sont exceptionnels; aux Etroits du Siaix, nous avons trouvé de rares bivalves à grosses côtes espacées ressemblant à des pectinidés. Barbier (1951) cite une ammonite indéterminable.

Dans une coupe comparable, à Crêt Baudin près des Chapieux, les calcaires gris de type Siaix nous ont livré de nombreuses tâches blanches centimétriques dans lesquelles exceptionnellement on peut deviner des septas de polypiers hermatypiques rapportés au genre *Thecosmilia* du Lias moyen ⁽¹⁾(pl.8,a).

Les calcaires de type Siaix sont surmontés aux Etroits du Siaix par un niveau condensé épais de 10 cm au maximum, lui-même recouvert par les schistes noirs à nodules de l'Aalénien.

Lorsque le niveau condensé n'existe pas, les calcaires de type Siaix sont recouverts sans transition et sans ravinement par des schistes vert pâle sans nodules, épais de 2 mètres (fig.21).

-Les calcaires de type Siaix à Villette dans l'unité de Moûtiers interne.

A Villette, les calcaires de type Siaix, identiques à ceux de l'unité de Moûtiers externe, reposent sur les différentes formations noriennes ou rhétiennes (fig.13).

Le contact Trias supérieur-Lias moyen est marqué par une discontinuité complexe d'ordre local; nous pouvons définir deux aspects de cette discontinuité en étroit rapport avec la nature du substratum érodé:

- remaniement *in situ* des substratums bréchiqes: à 4 mètres en dessous du contact avec les calcaires du Lias moyen, les brèches dolomitiques du Norien ou du Rhétien supérieur évoluent insensiblement vers des brèches d'aspect identique mais à matrice calcitique; puis en quelques mètres, les galets de dolomies disparaissent progressivement pour laisser place à un calcaire massif localement dolomitisé; la limite Norien-Lias moyen est ici très floue; ceci est bien visible dans la carrière du flanc Ouest de la colline 805 et le long de la RN 90, fig.13);

- ravinement simple des calcaires du Rhétien: les calcaires de type Siaix dolomitisés, à bélemnites, reposent en contact avec les schistes noirs, légèrement ravinés, de la base du Rhétien (exemple au sommet de la colline 777, fig.13);

(1) Détermination de G.Gill, Muséum National d'Histoire Naturelle.

De plus à l'échelle cartographique, nous pouvons observer dans cette unité une forte discordance cartographique entre les calcaires du Lias moyen et les séries noriennes à rhétiennes.

Comme dans l'unité précédente, les calcaires de type Siaix renferment de nombreux silex gris-noir en rognons ou en réseau diverticulé (carrière abandonnée au Sud de la colline 805 le long de la RN 90). Dans cette carrière, ces silex sont remaniés à la base des formations attribuées au Dogger (§ 2.4.); leur genèse est par conséquent, très précoce synliasique.

2.3.2. Les niveaux condensés dans les calcaires de type Siaix.

Les niveaux condensés ont été décrits par Collart (1973) dans l'unité de Moûtiers externe. En revanche, dans l'unité du Niélard, aucun auteur ne les avait mentionnés. Quoiqu'il en soit, tous ces niveaux condensés sont identiques.

- Dans l'unité du Niélard.

Plusieurs niveaux condensés limonitiques discontinus, épais de 2 à 3 cm, reposent sur un fond durci raviné. Ils peuvent être bruns à brun rouge mais ne présentent jamais de nodules ni de croûtes laminées.

- Dans l'unité de Moûtiers externe.

Aux Etroits du Siaix, un seul niveau condensé, épais de 10 cm au maximum, surmonte les calcaires ravinés de type Siaix. Ce niveau condensé repose sur un fond durci au dessus de calcaires spathiques blancs ou de calcaires gris à entroques (fig.21 A).

Plus précisément, à la base, sur 2 à 3 cm, des entroques remaniées sont emballées dans une matrice limonitique brun rouille à jaune, calcitique ou siliceuse (fig.23 A). Au dessus, des croûtes ferrugineuses sont parfois associées à des nodules limonitiques de taille centimétrique. Enfin, latéralement, ces niveaux condensés disparaissent au profit de schistes vert pâle (fig.21 B).

- Dans l'unité de Moûtiers interne.

Des calcaires jaunes de type Siaix, partiellement dolomitisés, sont recouverts par des schistes vert pâle comparables à ceux des Etroits du Siaix. Ces derniers sont eux mêmes surmontés par un beau niveau condensé, continu, de couleur brun noir à rouille, épais de 3 à 10 cm (pl.7,a,b). Sa surface supérieure est mamelonnée et supporte des nodules de 1 à 3 cm de diamètre (fig.22).

Au dessus du niveau, les derniers oncoïdes sont noyés dans une dolomie jaune particulière ne pouvant pas résulter de la dolomitisation des calcaires de type Siaix. Ces dolomies sont très locales probablement issues d'un lagon temporaire faisant suite au niveau condensé.

Ce milieu laguno-marin unique et local est en définitive brusquement submergé par les faciès hémipélagiques de type Villette.

Observations en lame mince, analyses et interprétations des niveaux condensés.

Les niveaux condensés, dans toutes les unités, présentent de nombreuses cristallisations en pyrite et les altérations en limonite qui ont détruit le plus souvent les structures sédimentaires ou biologiques initiales. Cependant, l'observation de rares structures laminées mamelonnées, d'oolithes et d'oncoïdes ferrugineux nous a révélé d'anciennes constructions algaires infratidales à tidales (pl.7,c,d).

Dans tous les niveaux condensés, l'analyse dispersive des rayons X par la microsonde O.R.T.E.C. couplée au M.E.B. indique une absence de magnésium et de phosphore. Les teneurs en calcium, en silicium et en fer sont très variables dépendant des microfaciès (tab.I).

Ces nouvelles observations nous permettent d'interpréter ces niveaux condensés comme une succession d'encroûtements ferrugineux d'origine algaire, remaniés et associés à de gros oncoïdes dans un milieu agité temporairement.

En général, les niveaux condensés marquent l'achèvement de l'évolution d'une construction biohermale.

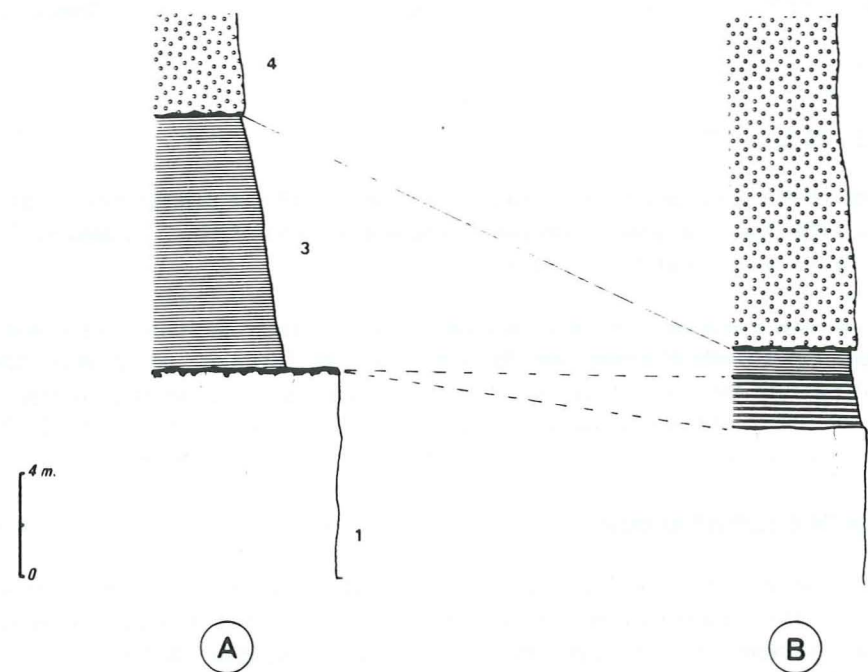


FIG. 21. Colonnes stratigraphiques du sommet des calcaires de type Siaix (Lias moyen) et des formations non détritiques du Dogger aux Etroits du Siaix (unité de Moutiers externe);

COLONNE A

- 1:calcaires spathiques blancs de type Siaix (Pliensbachien) surmontés par un niveau condensé limonitique épais de 10 cm.;
- 3:schistes noirs à nodules silicoalumineux et limonitiques (Aalénien, 0 à 10m.);
- 4:calcaires microconglomératiques du Dogger reposant sur une surface de ravinement;

COLONNE B

- 1:calcaires spathiques blancs de type Siaix (Pliensbachien);
- 2:schistes verts (Pliensbachien probable, 2 m.);
- 3:schistes noirs à nodules silicoalumineux et limonitiques (Aalénien, 0 à 10m.);
- 4:calcaires microconglomératiques du Dogger ayant à la base une surface de ravinement;

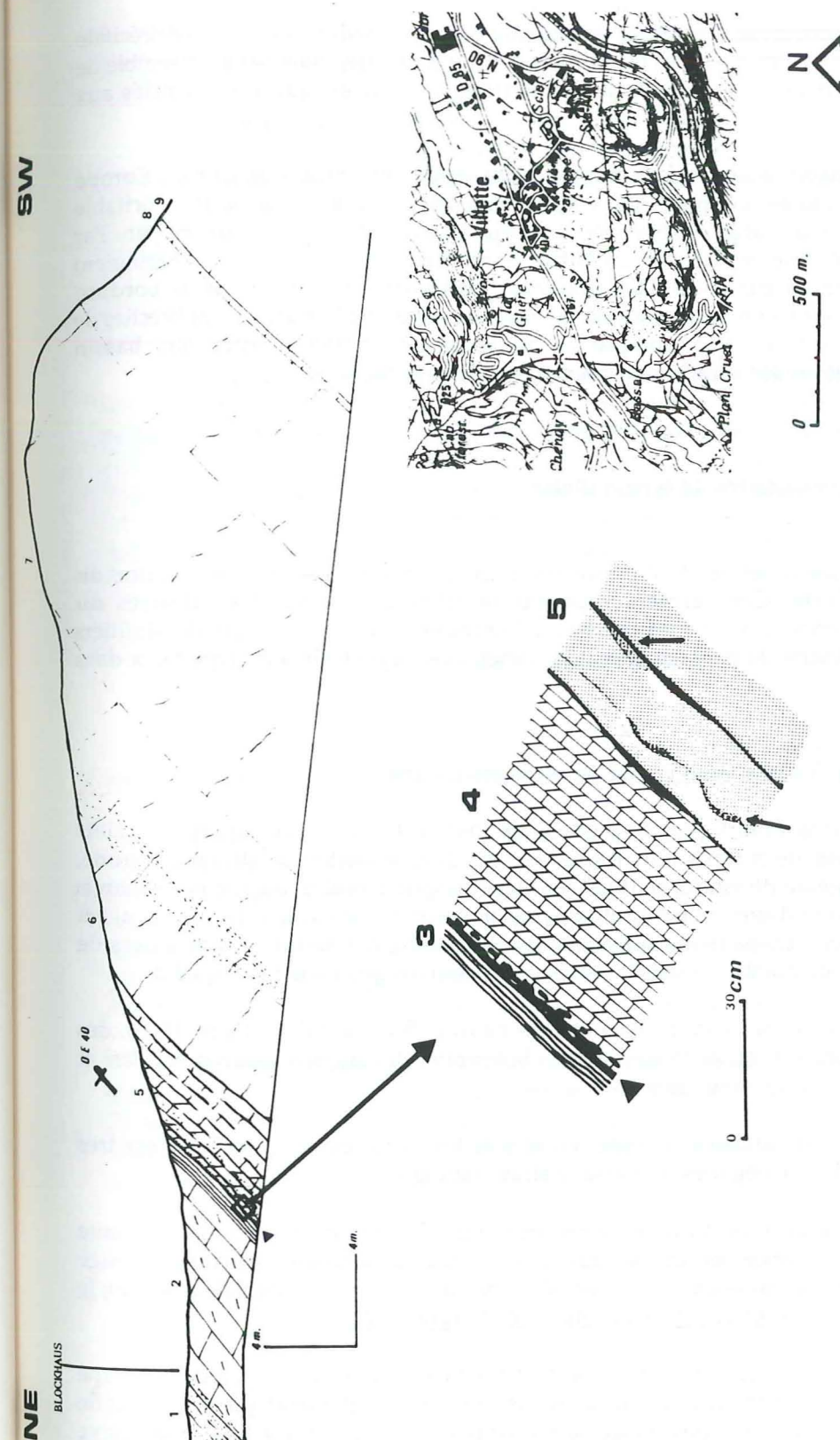


FIG. 22. Coupe lithostratigraphique détaillée des calcaires pliensbachiens le long du chemin menant à l'ancien couvent de Villette (unité de Moutiers interne);

- 1:calcaires rouge lie de vin à galets dolomitiques jaunes et à débris de Belemnites (calcaires de type Villette);
- 2:calcaires jaunes partiellement dolomitisés (calcaires de type Siaix, 8m.);
- 3:schistes vert pâle (0,5m.) surmontés par un niveau condensé continu limonite-pyreux à gros oncoïdes au sommet (3 à 10 cm.) (triangle);
- 4:dolomie jaune (0,5m.);
- 5:calcaires blancs à rouge lie de vin en bancs décimétriques à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes (flèche) (type Villette); les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes (flèche);
- 6:calcaires spathiques blancs de type Siaix (4m.);
- 7:calcaires rouge lie de vin en bancs métriques à petits galets dolomitiques jaunes (type Villette) à la base puis blancs à rosés sans clastes au sommet (type Siaix) (16m.);
- 8:calcaires rouge lie de vin (0,5m.);
- 9:calcaires spathiques blancs de type Siaix (20m.), dolomitisés au sommet.

2.3.3. Les calcaires de type Siaix: un des rares exemples de bioherme au Lias moyen.

Les calcaires de type Siaix représentent une formation récifale à périrécifale importante; celle-ci peut renfermer quelques biostromes surtout à sa base, mais dans l'ensemble de la masse calcaire de nombreux biohermes de taille métrique à décamétrique sont associés aux dépôts périrécifaux.

De tels récifs hermatypiques du Lias moyen n'ont jamais été cités à ce jour en Europe (Beauvais, 1986). Les calcaires de type Siaix appartiendraient donc à la seule véritable plate-forme à biohermes de la marge européenne du futur océan téthysien au Lias moyen. Par ailleurs, cette formation récifale repose sur un substratum varié (du Norien au Lotharingien) fortement érodé probablement par suite d'un important basculement de blocs de la bordure occidentale du môle briançonnais en partie exondé. En cela, les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise caractériseraient à cette époque la plate-forme instable entre un bassin delphino-subbriançonnais et un domaine briançonnais partiellement exondé.

2.3.4. Les calcaires de type Villette.

Seules les unités de Moûtiers interne et du Quermoz possèdent des calcaires du Lias moyen de type Villette. Ces derniers reposent indifféremment sur les calcaires du Lotharingien (unité du Quermoz) ou sur les brèches dolomitiques du Norien (unité de Moûtiers interne). Par ailleurs, on observe le passage latéral de faciès avec les calcaires de type Siaix dans l'unité de Moûtiers interne.

- les calcaires de type Villette dans l'unité de Moûtiers interne.

Il s'agit de calcaires sparitiques typiques, en bancs massifs métriques, à galets millimétriques de dolomies micritiques ou pseudo-oolithiques blanches à altération jaune, possédant une couleur rouge lie de vin foncé (fig.22). Les petits galets roulés, décrits par Kilian et Révil (1912), montrent souvent des microperforations centripètes sur leur surface. Ils sont souvent accumulés dans des horizons chenalisés schisteux (fig.22) ou dans des filons sédimentaires de couleur lie de vin associés à de nombreux débris roulés de belemnites gris blanchâtre (pl.8,d).

Dans ces calcaires les fossiles sont fréquents; un nautilite (Brochant de Villiers, 1808), des pectens (Borson, 1829; Sismonda, 1841) et de nombreuses belemnites des anciens groupes *Paxilloi* et *Elongatus* (Kilian et Révil, 1912) furent cités.

La transition entre les calcaires de type Villette et les calcaires de type Siaix est très variable; nous définissons deux catégories de passage stratigraphique:

- lorsque les calcaires de type Villette surmontent les calcaires de type Siaix, la limite nette entre ces deux faciès est formée par un épais niveau condensé calcschisteux hématitique rouge lie de vin (carrière de pierres de taille en activité au Nord de l'ancien couvent de Sainte Anne); le contact est souligné par une discontinuité (niveau condensé) d'ordre local.
- dans le cas contraire, les calcaires de type Villette évoluent progressivement sur une dizaine de mètres d'épaisseur vers un calcaire rose de moins en moins conglomératique puis blanc de type Siaix (chemin menant à l'ancien couvent de Sainte Anne); la transition est très progressive (absence de discontinuité) (fig.22).

- les calcaires de type Villette dans l'unité du Quermoz.

La coupe la plus complète, nous a donné la succession suivante (fig.20):

- des calcaires crème massifs (12 mètres), à accumulations irrégulières de galets millimétriques perforés de dolomies jaunes reposent en ravinement sur les calcaires et les calcschistes du Lias inférieur;
- des calcaires massifs (10 mètres) rouge lie de vin à rose pâle contenant des belemnites entières et des pectens; de nombreux joints calcschisteux rouge lie de vin foncé contiennent une grande accumulation de galets et de belemnites roulées; dans la masse même des calcaires, des brèches intraformationnelles sont associées à ces joints calcschisteux donnant alors un aspect noduleux à la roche.

Dans toutes ces unités, les calcaires de type Villette renferment des cherts blancs (dans le sens de Calvert, 1974) montrant une structure spongieuse. Ceux-ci sont caractéristiques des calcaires de type Villette et se différencient des silex gris-noirs des calcaires de type Siaix. Schoeller a parfaitement décrit ces deux sortes d'accidents mais il pensait que les cherts blancs résultaient d'une évolution métamorphique plus avancée que celle des silex gris noir. En fait il n'en est rien: les cherts sont des accidents siliceux d'un calcaire hémipélagique tandis que les silex sont caractéristiques d'un calcaire néritique de plate-forme (§ 3^{ème} partie).

2.3.5. Les niveaux condensés dans les calcaires de type Villette.

Contrairement aux niveaux condensés des calcaires de type Siaix peu nombreux, les fonds condensés des calcaires de type Villette sont très abondants.

Dans toutes les unités, à l'intérieur des calcaires de type Villette, les niveaux condensés peuvent former des joints ou des lits calcschisteux plus ou moins discontinus dans lesquels nous avons observé des petits chenaux plats; ces derniers sont remplis par des accumulations de galets émoussés de dolomies du Trias et de débris de belemnites roulées, noyées dans une matrice calcschisteuse ou schisteuse hématitique, de couleur rouge lie de vin foncé (pl.8,c). La présence de galets de dolomies d'origine triasique perforés et roulés le long d'une plage apporte la preuve d'une émergence proche, probablement sur le sommet de blocs basculés locaux ou sur le môle briançonnais.

De plus, au passage de Villette, des niveaux condensés fossilifères de couleur vert foncé, épais de 1 à 2 cm couronnent les calcaires de type Villette. En plus des petits galets de dolomies du Trias, on observe de nombreux galets phosphatés intraformationnels (fig.23 B). Ainsi, ces fonds contiennent jusqu'à 7% de phosphore et 10% de magnésium d'origine continentale ou organique (analyse à la microsonde O.R.T.E.C.).

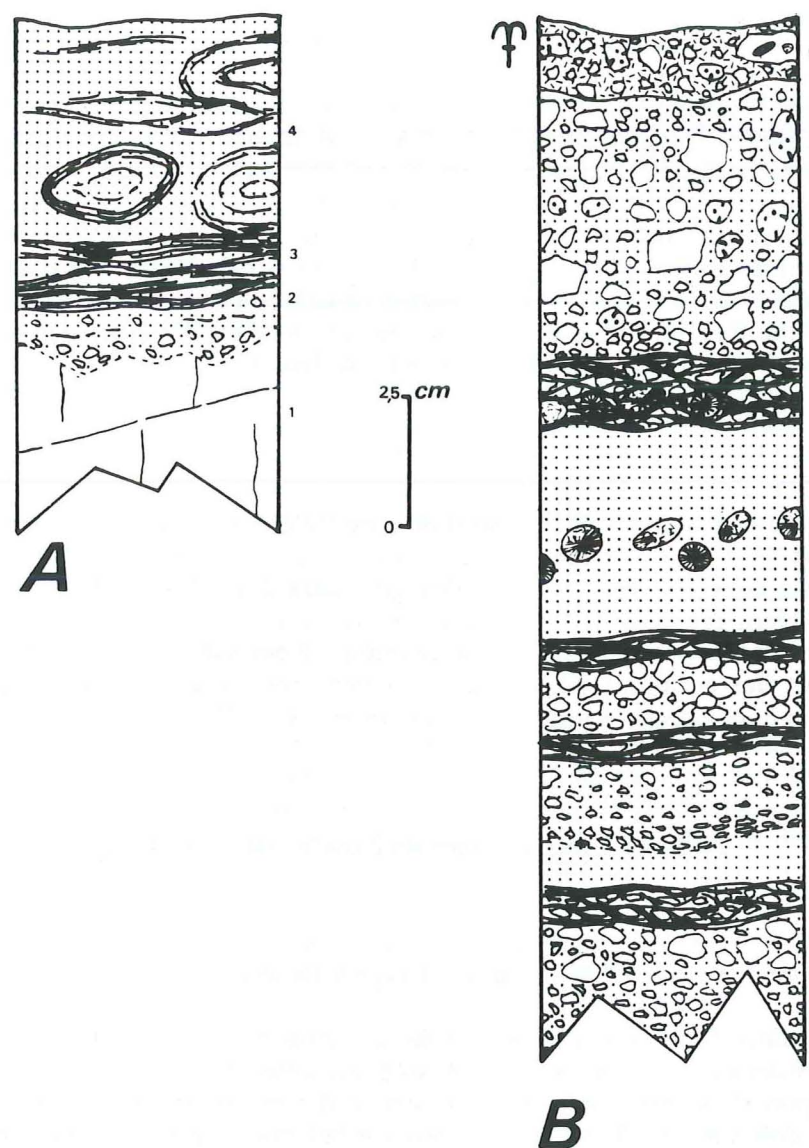


FIG. 23. Colonnes lithologiques des niveaux condensés des calcaires du Lias moyen;

A: NIVEAU CONDENSE TYPE ASSOCIE AUX CALCAIRES DE TYPE SIAIX (ETROITS DU SIAIX)

- 1: substratum du niveau condensé: calcaires, blancs à gris, spathiques, de type Siaix;
- 2: matrice limonitique brun rouille contenant des débris remaniés d'entroques;
- 3: croûtes ferrugineuses avec ou sans lamines;
- 4: matrice limonitique brun rouille contenant des oncoïdes et des croûtes ferrugineuses;

B: NIVEAU CONDENSE TYPE ASSOCIE AUX CALCAIRES DE TYPE VILLETTE (COL DE LA LEGETTE)

- 1: calcaires blancs à rouge lie de vin en bancs décimétriques à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes (type Villette); les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes;
- 2: lit de calcaires spathiques roses à rouge violacé à nombreuses Belemnites entières;
- 3: mince horizon schisteux hématitique rouge lie de vin foncé avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites;
- 4: banc de calcaires spathiques roses à rouge violacé à nombreux galets dolomitiques jaunes perforés;
- 5: horizon phosphaté vert à *Involutina* et *Trocholina*, à nombreux galets dolomitiques jaunes perforés et à galets phosphatés.

Ces niveaux phosphatés nous ont livré la microfaune suivante (pl.9,a,b,c,d)⁽¹⁾:

* dans la matrice,

Miliolidae ou *Glomospira*

* dans les galets phosphatés,

Involutina liassica (Jones)

Lenticulina sp.

Trocholina sp.

spicules et sclérites.

La répartition stratigraphique de l'espèce *Involutina liassica* s'étend du Trias supérieur à la base du Toarcien (Bassoulet et Fourcade, 1979). Ces calcaires fossilifères surmontant les formations lotharingiennes, cette microfaune leur donne un âge Pliensbachien probable.

D'autre part, cette microfaune a de nombreuses implications paléogéographiques; les *Involutines* à piliers, dont fait partie l'espèce *liassica*, sont des formes pélagiques de mer ouverte en domaine de "bassin" (Zaninetti, 1976) ou au moins de zones plus profondes que la plate-forme. Des horizons phosphatés calmes où évoluaient les *Involutines* et les *Trocholines* étaient repris en turbidites avec les apports néritiques (galets perforés du trias) sur un fond phosphaté incliné sur la bordure de la plate-forme.

Cela accentue bien le contraste entre les calcaires récifaux ou périrécifaux de type Siaix (unités du Niélard et de Moûtiers externe) et les calcaires hémipélagiques de type Villette (unités du Quermoz et de Moûtiers interne) contemporains des "ammonitico rosso" des Alpes méridionales (Aubouin, 1964) et des Dinarides (Cadet et Basse de Ménorval, 1970).

2.3.6. Les calcaires de type Villette: un domaine hémipélagique de bordure de plate-forme.

En conclusion, dans l'unité de Moûtiers interne principalement, les successions sédimentaires complexes composées de calcaires de type siaix et de calcaires de type Villette permettent d'envisager plusieurs type d'évolutions entre un domaine récifal et un domaine hémipélagique (fig.24, 25);

- Dans les unités à calcaires de type Siaix exclusivement, la croissance récifale est supérieure à la subsidence de la plate-forme (unités du Niélard et de Moûtiers externe), les biohermes sont surmontés par des tapis algaires sommitaux achevant la croissance récifale; des discontinuités locales ou régionales apparaissent;

- dans les unités à calcaires de type Siaix et de type Villette, la croissance récifale est inférieure à la subsidence de la plate-forme (unités de Moûtiers interne), les biohermes meurent instantanément à l'échelle des temps géologiques; ils sont surmontés par une discontinuité qui annonce le dépôt de calcaires hémipélagiques;

- dans les unités à calcaires de type Villette exclusivement, ces régions étaient dès le Pliensbachien inférieur dans le domaine hémipélagique et les formations récifales n'ont jamais pu s'y installer (unité du Quermoz).

(1) Détermination de R. Wernly, Université de Genève.

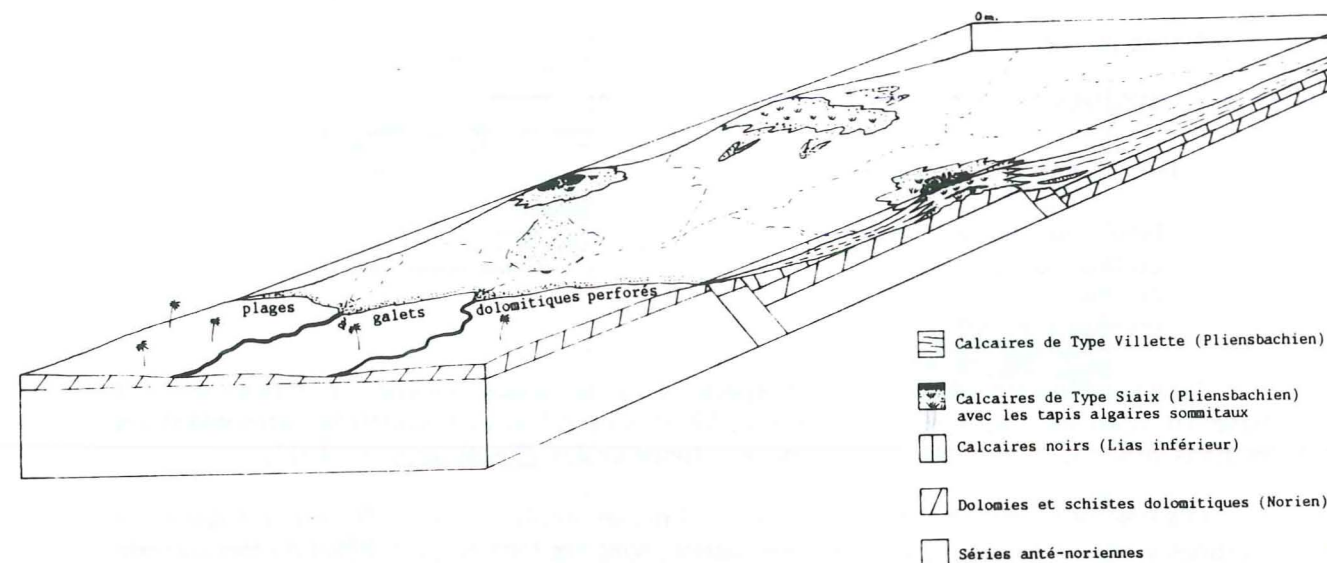
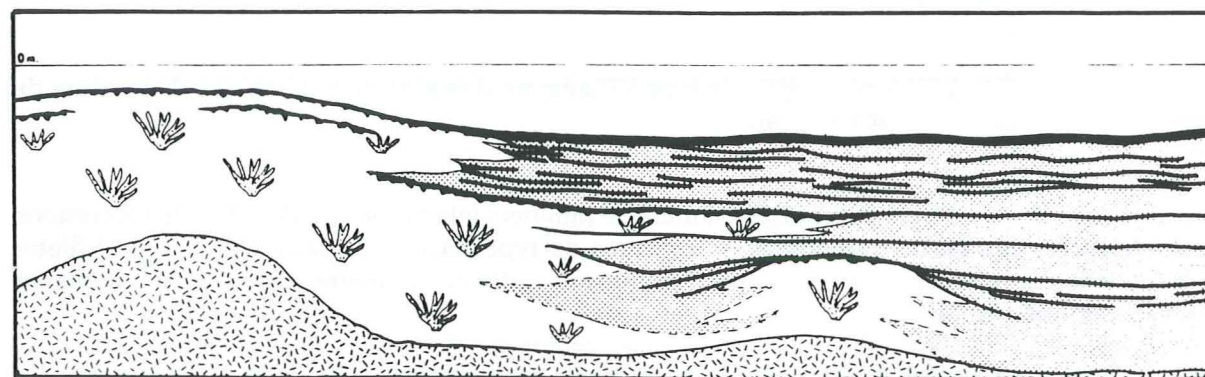


FIG. 24. Bloc diagramme interprétatif des domaines paléogéographiques du Lias moyen et de leur relation dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard.



- 1 calcaire blanc (Type Siaix) récifal et périrécifal, fonds condensés ferrugineux figurés en noir
- 2 calcaires blancs à rouges à clasts dolomitiques et à débris de faune pélagique (calcaires de Type Villette) enduits hématitiques des niveaux condensés figurés en traits pleins noirs
- 3 substratum indifférencié

FIG. 25. Coupe interprétative des formations du Lias moyen dans leur paléoenvironnement (zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise); sans échelle.

2.4. La séquence stratigraphique mineure du Lias supérieur ?-Aalénien.

Reposant en concordance ou par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur les calcaires du Lias, des séries schisteuses ou calcschisteuses noires sont identiques aux séries aaléniennes des zones dauphinoise et subbriançonnaise; elles sont en partie conservées dans la zone des Brèches de Tarentaise sous la transgression de la série détritique du flysch de Tarentaise dans les unités de Moûtiers externe et interne.

Ainsi, dans l'unité de Moûtiers externe, des schistes noirs mats ou satinés à nombreux nodules de marcassite souvent altérés en limonite (15 mètres environ) sont attribués à l'Aalénien (Collart, 1973).

Ils reposent en concordance sur le fond condensé ferrugineux ou sur les schistes verts sommitaux du Lias moyen (Etroits du Siaix et à l'intersection de la RN 90 avec la route menant à Notre Dame du Pré).

De même, dans l'unité de Moûtiers interne, au sommet des calcaires de type Siaix du Lias moyen une surface de ravinement irrégulière est formée de vasques profondes d'une dizaine de centimètres contenant des galets de calcaires et des débris de silex du Lias moyen (Fudral, communication orale).

Au dessus de cette surface, des schistes et des calcaires pyriteux noirs, non détritiques, sont épais d'une trentaine de mètres d'épaisseur (le long de la RN 90 au Sud de la colline 805) (fig. 14).

En définitive, cette série azoïque post-liasique peut être attribuée à l'Aalénien par analogie de faciès avec les séries datées des zones voisines.

Pour conclure, en absence de toute datation, il est impossible d'estimer la durée de la discontinuité majeure entre le Lias moyen et l'Aalénien; le fond condensé du Siaix représente-t-il tout ou partie du Toarcien ?.

Cette discontinuité majeure est complexe puisque dans l'unité de Moûtiers externe, elle apparaît comme une surface concordante simple tandis que dans l'unité de Moûtiers interne, elle est matérialisée par une surface de ravinement supportant un conglomérat peu épais.

2.5. Conclusion sur la séquence majeure de l'Hettangien-Aalénien dans le domaine pennique externe.

La limite Rhétien-Hettangien présente une continuité sédimentaire dans tous les cas observés, mais on observe localement un retour momentané à des conditions laguno-marines à la limite Rhétien-Hettangien (région du Cornet d'Arèches, fig.16). En cela le Rhétien des zones penniques appartient encore au cycle du Trias.

La zone des Brèches de Tarentaise et la zone du Niélard demeurent dans un domaine néritique très peu profond de l'Hettangien au Lotharingien (séquence stratigraphique mineure du Lias inférieur).

Dès le Pliensbachien inférieur une nouvelle paléogéographie apparaît (séquence stratigraphique mineure du Lias moyen) après probablement un basculement important de blocs entre un bassin dauphinois s'approfondissant et un môle briançonnais exondé partiellement qui alimente la plate-forme en galets dolomitiques perforés d'origine triasique.

L'établissement de la plate-forme récifale se fait sur un substratum déformé et érodé parfois jusqu'au Norien; sa subsidence varie d'un bloc à l'autre donnant ainsi des évolutions variées entre le domaine récifal et le domaine hémipélagique de bordure de la plate-forme.

La séquence stratigraphique mineure du Lias moyen s'achève par une succession de hard-grounds tant dans le domaine récifal que dans le domaine hémipélagique.

Les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise restent jusqu'à l'Aalénien une région très faiblement subsidente; à cette époque, les masses d'eaux anoxiques sont si importantes qu'elles réussissent à envahir ce domaine où se déposent sur une faible épaisseur des schistes et des calcschistes noirs pyriteux.

3. Bilan de l'étude: comparaison entre le domaine dauphinois et le domaine pennique externe.

Au Lias, le domaine dauphinois est le siège d'une sédimentation argileuse compréhensive le plus souvent en milieu anoxique; mais parfois, des circulations d'eaux profondes permettent l'établissement temporaire d'une faune benthique; en revanche le domaine pennique externe correspond à une plate-forme néritique stable au moins jusqu'au Lias moyen; le basculement brusque de blocs au début du Pliensbachien entraîne une émergence et une érosion d'une partie du môle briançonnais.

A ce moment, la plate-forme limite le domaine dauphinois subsident, la zone de transition entre le bassin et la plate-forme correspondant aujourd'hui à la zone subbriançonnaise. Ce basculement de blocs à vergence externe permet l'établissement d'un domaine récifal sur les haut-fonds de la marge européenne du rift téthysien en cours d'évolution.

Enfin, le domaine dauphinois, encore découpé jusqu'au Lias moyen par des hauts fonds (massif du Mont-Blanc, du Rocheray et du Pelvoux), forme un bassin en voie d'individualisation entre la plate-forme du domaine pennique externe et la plate-forme de l'avant pays européen dès le Lias supérieur.

V. LA SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE MAJEURE DU BAJOCIEN-TITHONIQUE.

Nous définissons tant dans la zone dauphinoise que dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard une séquence stratigraphique majeure du Bajocien-Tithonique.

Celle-ci débute dans la zone dauphinoise par la discontinuité sédimentaire de l'Aalénien-Bajocien et s'achève par la discontinuité sédimentaire du Tithonique-Crétacé inférieur.

Dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard, la séquence stratigraphique est séparée de la séquence antérieure par un ravinement majeur et se termine par la discontinuité majeure de base des séries détritiques du flysch de Tarentaise.

1. La séquence stratigraphique majeure dans la zone delphinohelvétique interne.

1.1. Le Bajocien, le Bathonien et le Callovien p.p. .

Dans toutes ces unités, le Bajocien, le Bathonien et le Callovien p.p. sont formés de calcaires gréseux gris noirâtre à patine jaune, en bancs décimétriques épais d'une cinquantaine de mètres (fig.26) donnant souvent un net ressaut dans la morphologie (pl.2, d). A la base, on observe, au dessus des derniers mètres des schistes aaléniens, 5 à 8 mètres de calcschistes gris silteux de transition.

Les calcaires peuvent être microbréchiques (Est du col de la Madeleine, fig.27) ou bioclastiques à entroques dans la partie inférieure et plutôt calcschisteux et silteux au sommet (Bathonien?) pour évoluer rapidement vers les calcschistes noirs du Callovien supérieur-Oxfordien.

Ils n'ont fourni qu'une ammonite du Bajocien inférieur à moyen près du col de la Madeleine (Barbier, 1958) et de grosses belemnites sur l'arête de la pointe de Pelève.

Il semblerait que les faciès calcaréo-gréseux disparaissent plus tardivement après le Callovien terminal sur la bordure occidentale du massif cristallin de Belledonne (Carfantan, 1975).

1.2. Le Callovien terminal et l'oxfordien .

- Dans les unités de Roselend et de Roselette-la Madeleine.

Au dessus des calcaires du Dogger, des calcschistes gris à nodules calcaires sont associés à des schistes noirs à "nodules" identiques à ceux de l'Aalénien; ils forment les Terres-Noires connues dans tout le domaine dauphinois. Au sommet, 3 à 4 mètres de calcschistes et de calcaires fin forment le passage entre les schistes callovo-oxfordiens et les calcaires du Tithonique.

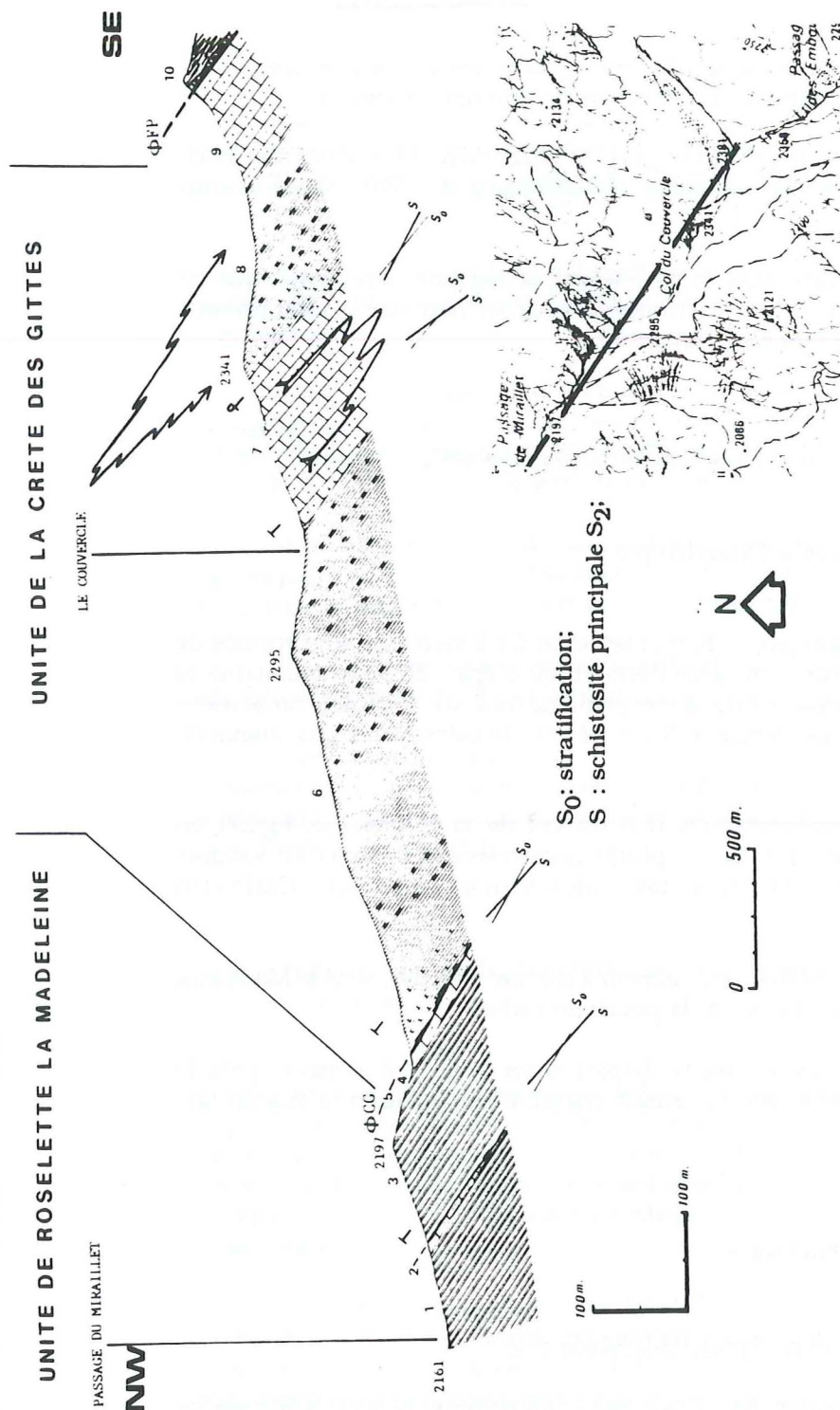


FIG. 26. Coupe transversale de l'unité de la Crête des Gittes sur la ligne de crête entre la vallée de Saint Guérin et le vallon de Treicol;

UNITE DE ROSELETTE-LA MADELEINE

- 1: schistes et calcschistes noirs (Callovo-Oxfordien);
- 2: calcaires à patine beige jaune gréseux à calcschisteux (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 3: calcschistes noirs (Callovo-Oxfordien);
- 4: calcaires à patine beige gréseux à calcschisteux (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);

UNITE DE LA CRETE DES GITTES

- 5: lambeaux de poussée dans le contact anormal: calcaires à entroques noirs à albites néoformées (0 à 2m.);
- 6: schistes noirs à nodules, à rares niveaux calcschisteux à la base (Aalénien);
- 7: calcaires à patine beige gréseux à calcschisteux (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 8: schistes noirs à nodules, à rares niveaux calcschisteux (Aalénien);
- 9: calcaires à patine beige gréseux à calcschisteux (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);

ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE

Entre la barre des calcaires tithoniques et la barre des calcaires du Dogger, les faciès schisteux attribués par erreur au Domérien (Barbier, 1951) contiennent une faune d'ammonites de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*) (Barfély, 1985); cette faune a été également trouvée par Landry (1976) à la pointe de Riondet et à l'Est de la Roche Parstire.

La découverte de faune reste cependant très ponctuelle; une confusion entre les schistes aaléniens et les schistes du Callovo-Oxfordien est très facile lorsque le contact entre Aalénien de l'unité de la Crête des Gittes et Callovo-Oxfordien de l'unité de Roselette-la Madeleine n'est plus souligné par des cargneules ou par des lambeaux de poussée (région du Grand Crétêt).

-Dans les écaïles du Gollet.

Au dessus des calcaires du Dogger, des marnes gris bleu à bancs centimétriques de calcaires marneux à peine schistosés (fig.27) sont datées du Callovien supérieur (zone à *Athleta*) (Barfély, 1985).

Aussi, nous devons souligner l'important diachronisme qui existe à la base des faciès "Terres Noires" du NW vers le SE: les faciès schisteux apparaissent après le Callovien terminal dans l'unité des Aravis, à la limite Callovien-Oxfordien dans l'unité de Roselette-la Madeleine, au moins au Callovien supérieur dans les écaïles du Gollet et dès le Bathonien dans la région du Combeynot (Barfély et Pécher, 1984).

1.3. Le Tithonique dans la nappe de Roselette.

Les calcaires gris du Tithonique sont préservés seulement dans l'unité de Roselette-la Madeleine et ont été décrits par Landry (1973), Eltchaninoff et Triboulet (1980) et par Barfély (1985).

Ils forment des barres épaisses de 6 à 10 mètres suivant leur situation tectonique (fig.28). Dans les charnières des synformes (Roc Marchand, Roc du Biolley) ces mêmes barres peuvent atteindre 100 mètres d'épaisseur avec de multiples redoublements tectoniques.

Ces calcaires gris, en plaquettes ou en bancs massifs décimétriques suivant l'intensité de la schistosité de flux (pl.3, a, b, c, d), contiennent des cherts blanc gris et de très rares belemnites (Saint Guérin). Ils ne sont pas datés dans la région mais ils ont fourni près de Courmayeur (Feuille Mont Blanc, BRGM) quelques calpionelles du Malm supérieur.

1.4. Conclusion sur la séquence du Bajocien-Tithonique dans la zone dauphinoise.

Dès le Bajocien inférieur à moyen, une nouvelle séquence stratigraphique majeure apparaît; des arrivées brutales de matériels détritiques gréseux ou parfois microconglomératiques détruisent l'équilibre hydrodynamique établi depuis le Toarcien. Une faune benthique (crinoïdes) colonise le fond dans les zones les moins turbides. Comme dans tout l'avant pays (Jura, bassin angloparisien, bassin aquitain...) la "crise" anoxique du Lias supérieur disparaît rapidement au profit en général de la première plate-forme carbonatée du Jurassique européen, le bassin dauphinois était ainsi régi par les mêmes conditions hydrodynamiques.

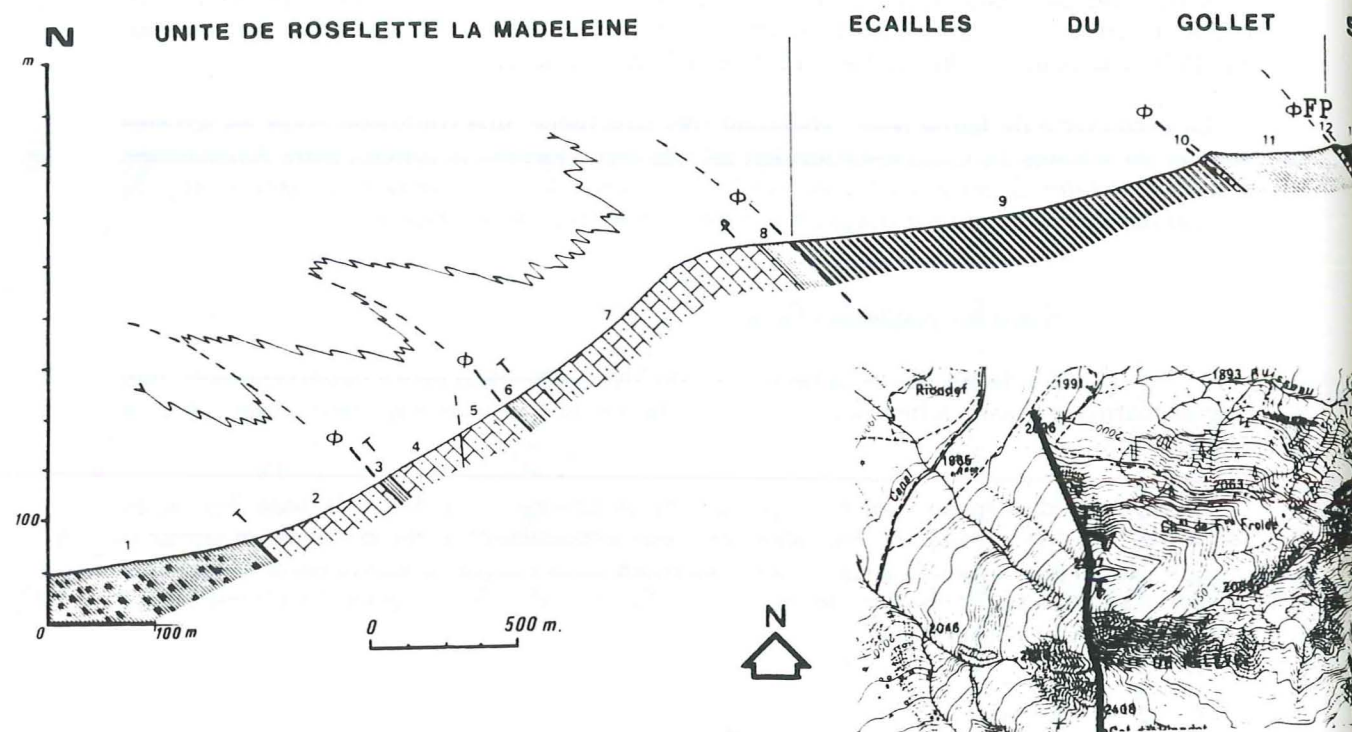


FIG. 27. coupe de l'arête Nord de la pointe de Pelève;

UNITE DE ROSELETTE-LA MADELEINE

- 1: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 2: calcaires à patine beige jaune gréseux à calcschisteux (100m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 3: schistes noirs (20m., Aalénien);
- 4: calcaires à patine beige jaune gréseux à niveaux microconglomératiques (100m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 5: calcschistes gréseux roux (10 à 15 m.) calcaires à patine beige jaune gréseux à niveaux microconglomératiques (20m. environ, Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 6: schistes noirs à nodules (20m., Aalénien);
- 7: calcschistes gréseux roux (15m.) à la base, gris à bancs microconglomératiques passant au sommet à des calcaires gréseux à patine beige et à lits de calcschistes gris noir à grosses belemnites (250m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 8: schistes noirs (20m., Aalénien);

EAILLES DU GOLLET

- 9: marnes gris clair à nodules calcaires à la base, puis bancs centimétriques de calcaires marneux en plaquettes à nodules calcaires intercalés de bancs de marnes gris clair à patine ocre, marnes noires au sommet (Callovo-Oxfordien);
- 10: cargneules (5m.);
- 11: schistes noirs (Aalénien);

UNITE DU CHEVAL NOIR

- 12: cargneules du front pennique (10m.); ϕ FP
- 13: schistes zinzolins à verts et grès microconglomératiques zinzolins (Permo-Houiller);

Dès le Bathonien, le faciès "Terre Noire" est établi au Sud la région du Combeynot; il faut attendre l'Oxfordien inférieur pour que ce faciès occupe tout le bassin jusqu'au chaînes subalpines méridionales (Artru, 1972). Ainsi, à partir du Callovien, nous observons un net approfondissement du bassin dauphinois où plus aucune influence nérétique n'est perceptible.

Au Malm supérieur, les calcaires pélagiques recouvrent les Terres Noires; dans la nappe de Roselette, ils sont de faible épaisseur, le Kimméridgien pouvant être ici encore sous un faciès Terres Noires.

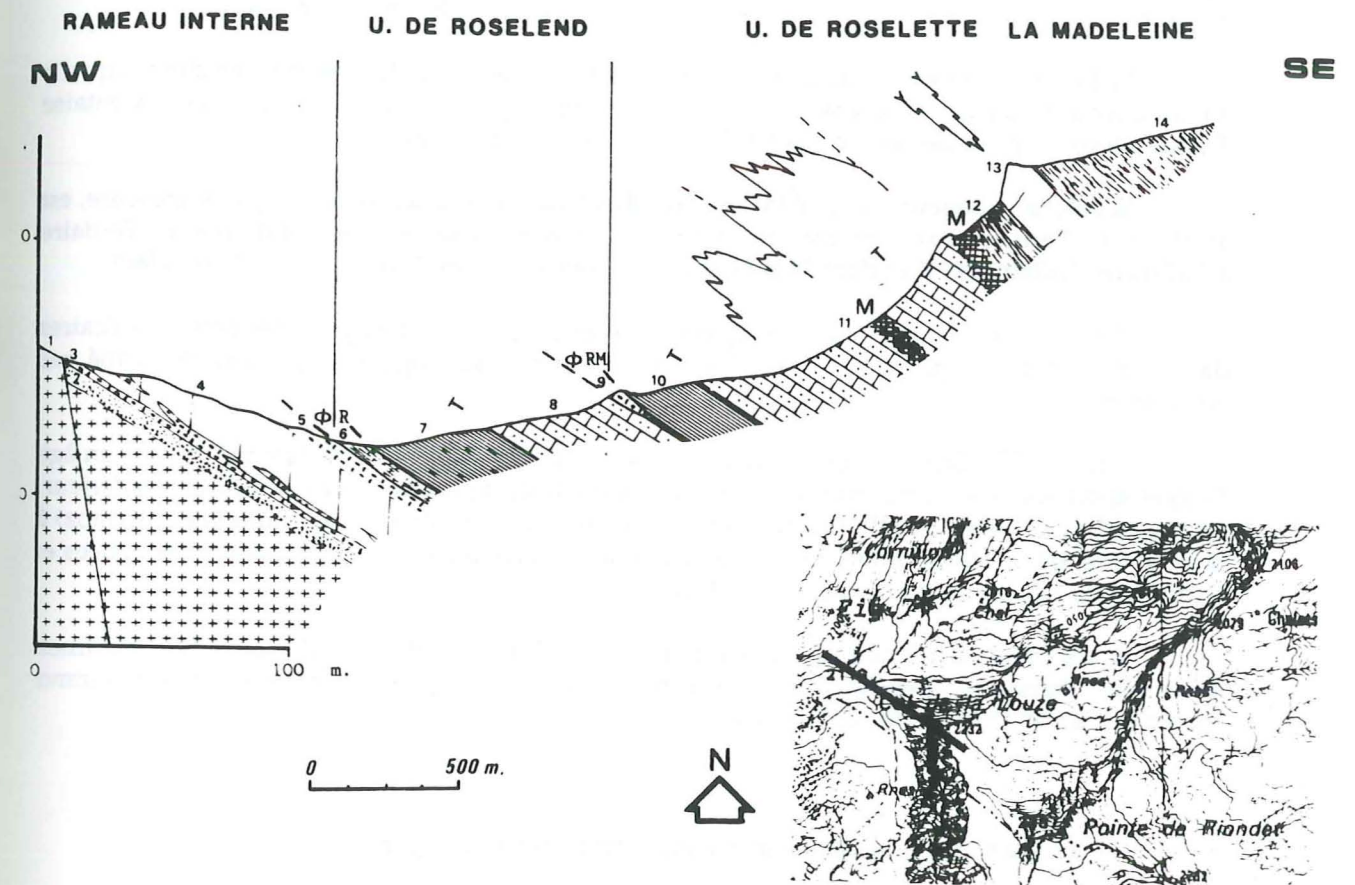


FIG. 28. Coupe du col de la Louze;

RAMEAU INTERNE ET TEGUMENT

- 1: socle cristallin;
- 2: grès du trias tégumentaire (6m.);
- 3: cargneules beiges (zone mylonitisée) (2 à 3m.);
- 4: dolomies beiges à joints schisteux verts (2m.), cargneules beiges (3m.), dolomies beige foncé schisteuses (12 m.);

UNITE DE ROSELEND

- 5: cargneules (10m.);
- 6: calcaires noirs silteux (5m., Lias ?);
- 7: schistes noirs à rares nodules silicoalumineux (30m., Aalénien ?);
- 8: calcaires à patine beige jaune gréseux à calcschisteux (35m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);

UNITE DE ROSELETTE-LA MADELEINE

- 9: lambeaux de dolomies bréchifiées et de socle cristallin au Nord du col (0 à 4m.);
- 10: schistes noirs brillants sans nodules (20m., Aalénien ?);
- 11: calcaires gréseux à schisteux à patine beige jaune très tectonisés (35m., Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 12: calcschistes noirs (10 à 20m., Callovo-Oxfordien);
- 13: calcaires en plaquettes gris bleuté, très fins (6 à 10m., Tithonique);
- 14: calcschistes noirs (Callovo-Oxfordien).

2. La séquence stratigraphique majeure dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans l'unité du Niélard.

2.1. Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.

Une épaisse série de brèches calcaires est localisée dans certaines unités; elle repose toujours par l'intermédiaire d'une discontinuité majeure (surface de ravinement) sur un substratum varié du Néopermien au Pliensbachien. Dans l'unité du Niélard et dans l'unité du Quermoz, Kilian en 1891 distingue pour la première fois deux séries de brèches en Tarentaise:

- la brèche inférieure, calcaire, dépourvue de galets de socle cristallin et dans laquelle Kilian découvre dans les gorges de Pont Séran entre Aigueblanche et Moûtiers en Tarentaise *Rhacophyllites diopsis* Gemm. (remaniée?) en l'attribuant ainsi au Lias;
- la brèche supérieure (série détritique du flysch de Tarentaise), polygénique et gréseuse, est attribuée au Tertiaire par comparaison de lithofaciès avec les séries détritiques datées du Tertiaire à Valbuche (Killian, 1891) et dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves (Lory, 1859, 1860).

Par ailleurs, Schoeller en 1929 sépare de la série détritique du flysch des brèches calcaires dans le massif de l'Aiguille du Grand Fond et les attribue au Dogger ce qui sera confirmé par Antoine et al. (1972).

Puis en 1936, Schoeller donne aux brèches inférieures calcaires de l'unité du Niélard un âge Dogger après les avoir comparées avec les Brèches du Télégraphes datées de l'Oxfordien inférieur. En revanche, Schoeller (1929) rattache les brèches inférieures du Pont Séran (unité du Quermoz) à la série tertiaire; il faudra attendre 43 ans pour que ces brèches soient de nouveau distinguées et attribuées au Dogger par Antoine et al. (1972).

Si les brèches inférieures du Niélard sont datées du Bathonien depuis 1980 (Martinez Reyes), les brèches calcaires de Pont Séran, appelées brèches du Quermoz, et les brèches du Grand Fond n'ont jamais été directement datées.

2.2. Les séries détritiques anté-flysch attribuées au Dogger.

2.2.1. La série détritique du Dogger dans l'unité du Niélard.

Dans l'unité du Niélard, les brèches calcaires du Dogger, épaisses d'une centaine de mètres, reposent sur les calcaires récifaux de type Siaix du Lias moyen. Cette formation est ravinée en son sommet par les conglomérats de base de la série détritique du flysch priabonien (fig.15).

Des bancs massifs de brèches d'épaisseur métrique (pl; 22, a, b) et de microbrèches (pl. 10, c) sont séparés par des horizons métriques de calcschistes gris à noirs. Certains bancs présentent un granoclassement normal pouvant évoluer vers des horizons calcschisteux.

Les éléments détritiques sont anguleux rarement arrondis de taille millimétrique à métrique et sont tous issus du substratum des brèches; on y reconnaît tous les faciès du Norien au Lias moyen (fig.29). Les seuls éléments siliceux reconnus sont les silex du lias moyen et les galets de quartzites appartenant probablement au Rhétien. Seule la couverture noro-pliensbachienne était à cette époque en proie à l'érosion.

Ces brèches renferment de nombreux fossiles remaniés du Lias parmi lesquels ont été déterminés (Barbier, 1948):

Arietites ceras - Giebel
Gryphaea arcuata Lamk.
Belemnites sp.

En revanche, Martinez Reyes (1980) a récolté dans des niveaux calcschisteux *Hemigarantiana* aff. *Julii* (d'Orb.) de la base du Bathonien supérieur. Cette ammonite non remaniée date précisément ces brèches calcaires.

DOGGER NIELARD

bancs conglomératiques ou microconglomératiques	Nature des galets		fréquence	âge et origine supposée des galets
	carbonatés	amas de calcschistes gris		
		galets de brèches		
		calcaires blancs	+	
		calcaires noirs fins	+	Rhétien-Sinémurien
		calcaires noirs à entroque	+	Sinémurien
		calcaires noirs spathiques	++	Rhétien-Sinémurien
		dolomies jaunes	+++	Anisien-Norien
		dolomies grises	+++	Ladinien
		dolomies rousses	+	Anisien
siliceux	amas de schistes : verts violet noirs roux			
	silex	-	Pliensbachien	
	quartzites			
	cristallin			

autres bancs	nature des bancs		fréquence
	calcaires	calcaires sparitiques ou micro-sparitiques noirs ou gris bleu foncé	++
		calcschistes gris clair ou gris foncé	++
	siliceux	schistes verts ou violets schistes noirs luisants schistes noirs mats	
		grès bruns siliceux ou calcaires	
		grès et schistes noirs associés	

Fréquence : (+++) très abondants, (++) abondants, (+) fréquents, (-) rares, () absents.

FIG. 29. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du Dogger de l'unité du Niélard;

2.2.2. La série détritique attribuée au Dogger dans l'unité du Quermoz (brèches du Quermoz).

Dans l'unité du Quermoz, des brèches calcaires (brèches du Quermoz) forment le substratum de la série détritique de Tarentaise.

Le contact entre ces brèches et les calcaires de type Villette du Lias moyen est marqué par une discontinuité majeure (surface de ravinement) (chemin du Bozon à la Forclaz). Mais le plus souvent, le cisaillement basal de l'unité a tronqué toute la série liasique et les brèches sont directement en contact avec les cargneules et le gypse du niveau de décollement.

DOGGER DES BRECHES DE TARENTAISE

bancs conglomératiques ou microconglomératiques	Nature des galets		fréquence	âge et origine supposée des galets
	carbonatés	amas de calcschistes gris		
		galets de brèches		
		calcaires blancs	+	Pliensbachien
		calcaires noirs fins	-	Rhétien-Sinemurien
		calcaires noirs à entroque	-	Sinemurien
		calcaires noirs spathiques	++	Rhétien-Sinemurien
		dolomies jaunes	+++	Anisien-Norien
		dolomies grises	+++	Ladinien
	dolomies rousses	+	Anisien	
siliceux	amas de schistes : verts violets noirs roux			
	silex	-	Pliensbachien	
	quartzites			
	cristallin			
autres bancs	nature des bancs		fréquence	
	calcaires	calcaires sparitiques ou micro-sparitiques noirs ou gris bleu foncé	++ à +++	
		calcschistes gris clair ou gris foncé	++ à +++	
	siliceux	schistes verts ou violets schistes noirs luisants schistes noirs mats		
		grès bruns siliceux ou calcaires		
grès et schistes noirs associés				

Fréquence : (+++) très abondants, (++) abondants, (+) fréquents, (-) rares, () absents.

FIG. 30. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du Dogger de l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

Cette série détritique débute par des calcschistes et des schistes gris à noirs comparables à ceux attribués à l'Aalénien mais rapidement des bancs de microbrèches, décimétriques à métriques, de brèches et de poudingues calcaires, gris à noirs, apparaissent (pl. 12, a); ces corps sédimentaires possèdent un granoclassement normal, présentent parfois des chenaux et sont souvent agencés en séquences sédimentaires positives évoluant de brèches à blocs métriques à la base vers des brèches, des microbrèches puis des calcaires et des calcschistes au sommet. Ces séquences sédimentaires possèdent des brèches ou des poudingues, rarement les deux à la fois.

Tous les éléments jointifs de ces séquences proviennent du substratum carbonaté liasique ou triasique (fig.30) sur lequel cette série détritique repose.

Ainsi, globalement la série renferme des séquences sédimentaires positives de plus en plus détritiques et épaisses vers le sommet (fig.31). La clasticité dans les séquences sédimentaires augmente fortement vers le sommet de la série.

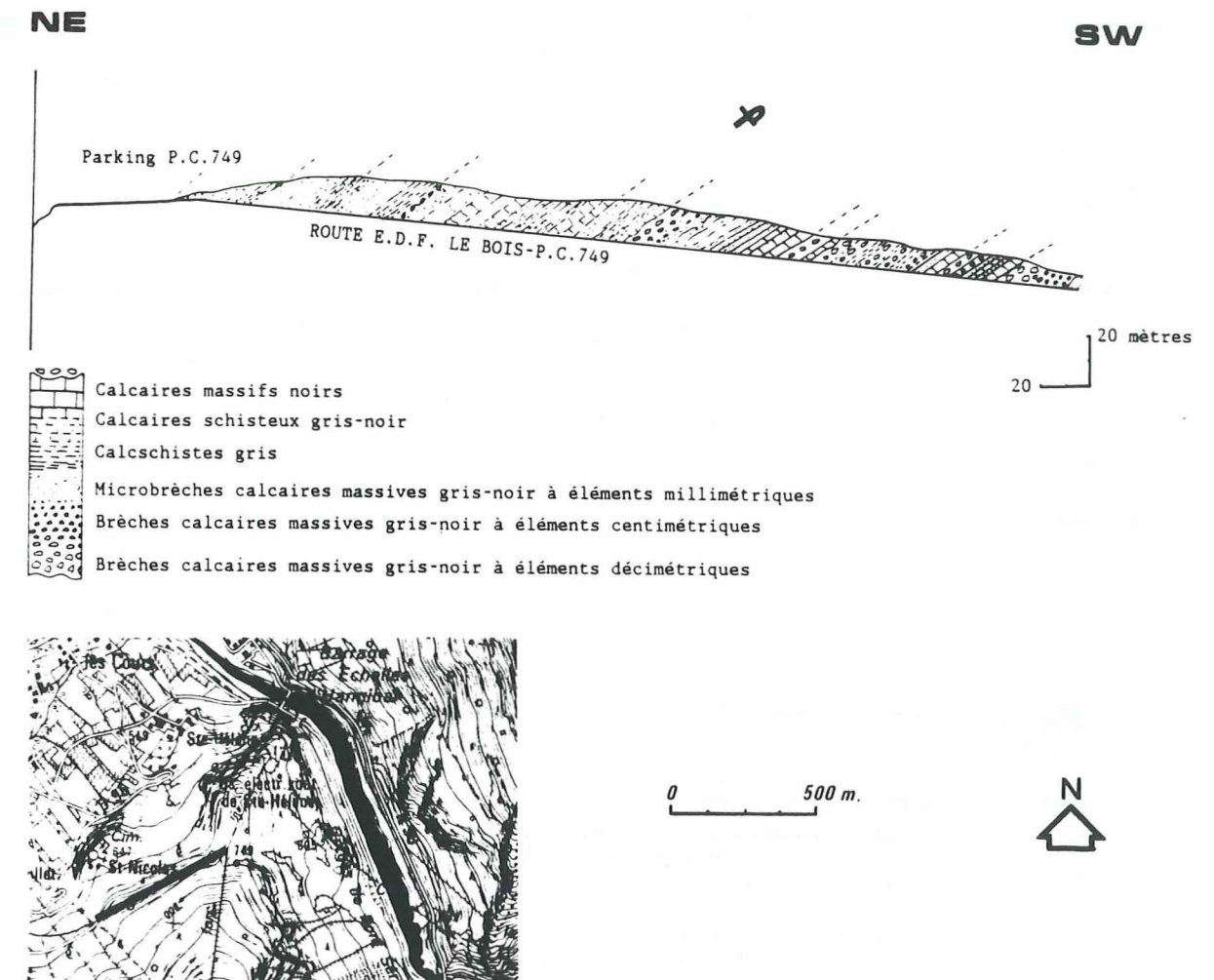


FIG. 31. Coupe lithologique détaillée d'une partie de la série détritique du Dogger (brèches calcaires du Quermoz) au dessus du barrage d'Hannibal.

La colonne représente la séquence sédimentaire granoclassée positive "type" (sans échelle).

2.2.3. La série détritique attribuée au Dogger dans l'unité de Moûtiers interne.

Des microbrèches et des micropoudingues calcaires noirs en bancs centimétriques alternent avec des niveaux de calcaires noirs et de calcschistes gris (10 mètres au maximum). L'ensemble repose (surface de ravinement) sur les schistes dolomitiques violets du Norien (Cormet de Roselend, fig.32), sur les calcaires de type Siaix du Lias moyen (Dos de l'Aigle) (fig.40) ou sur les schistes noirs attribués à l'Aalénien (Rocher du Siaix). Aux Etroits du Siaix, dans ces faciès, Antoine et Barbier (1978) ont découvert des ammonites et des belemnites indéterminables.

En absence de toute datation paléontologique, cette série antéflysch et post aalénienne, probablement contemporaine des brèches du Niélard, du Quermoz et du Grand Fond, doit être logiquement rattachée au Dogger.

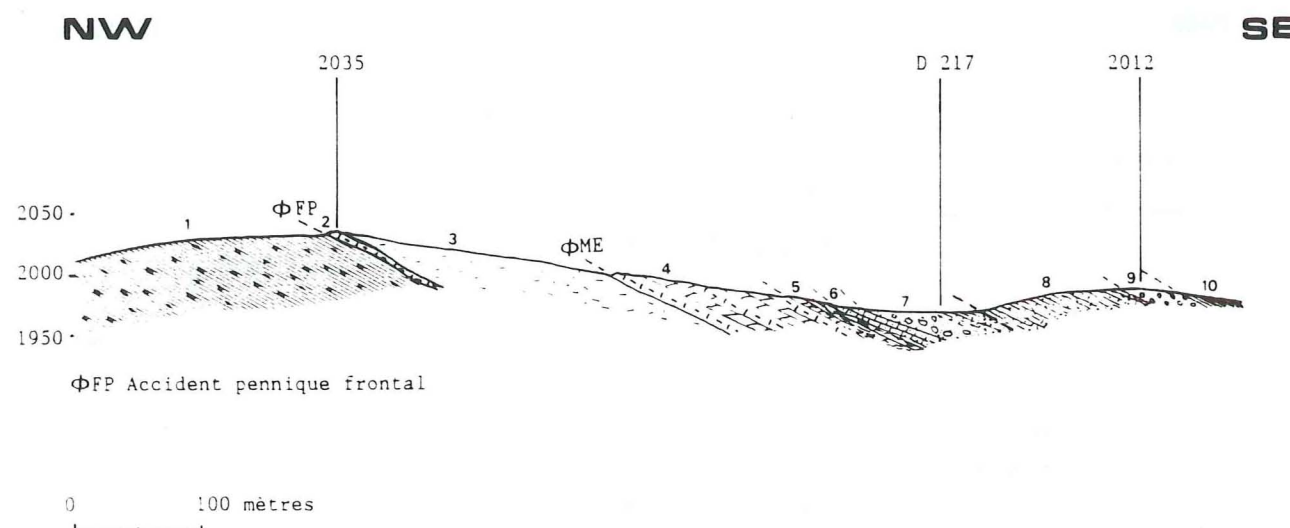


FIG. 32. Coupe du Cormet de Roselend.

UNITÉ DE LA CRETE DES GITES

1: schistes noirs à nodules (Aalénien);

UNITÉ DES SCHISTES DE LA BAGNAZ

2: cargneules soulignant le front pennique;

3: schistes verts à zinzolins (schistes de la Bagnaz s.s., Permo-Houiller);

UNITÉ DE MOUTIERS EXTERNE

4-5: Norien;

4: dolomies massives belges plus ou moins bréchifiées (Norien);

5: schistes dolomitiques verts à rouge violacé (Norien);

6: calcaires microconglomératiques (Dogger ?);

7-10: série détritique du flysch de Tarentaise;

7: microconglomérats et conglomérats polygéniques de base;

8: série flyschoides à débris de schistes verts Permo-Houiller;

9: conglomérats polygéniques supérieurs;

10: schistes noirs (couche des Marmontains).

2.2.4. Nouvelle interprétation stratigraphique des séries détritiques du Dogger.

Rappelons que, ni les brèches du Grand Fond ni les brèches du Quermoz ne sont datées. Ces brèches peuvent ravinées les calcaires du Lias moyen d'une part et que d'autre part la série détritique du flysch de Tarentaise repose en discordance angulaire sur les brèches du Grand Fond (Antoine et al., 1972) et sur les brèches fracturées du Quermoz (pl; 13, a, b). Ainsi, la séquence détritique des brèches calcaires est bien distincte de la séquence détritique du flysch de Tarentaise.

Deux arguments plaident en faveur d'un âge dogger pour les brèches du Quermoz et du Grand Fond;

- à grande échelle, il existe une discordance cartographique entre les brèches du Quermoz et la série détritique du flysch de Tarentaise (fig.33);
- la comparaison de la taille, de la nature et de la fréquence des éléments détritiques dans l'unité du Quermoz et l'unité du Niélard montre une parfaite analogie pétrographique entre les brèches datées du dogger du Niélard et les brèches du Quermoz dans une même configuration lithostratigraphique (fig.29, 30).

Ces arguments sont importants mais non déterminants car, bien que deux séquences détritiques soient mises en évidence, rien ne permet de fixer un âge pour chacune d'elles; il suffit que les mêmes séries sédimentaires en proie à l'érosion fournissent les mêmes éléments détritiques pendant les deux séquences pour obtenir une totale convergence de lithofaciès.

Par ailleurs, nous avons vu que ces séries détritiques datées ou classiquement attribuées au Dogger reposaient généralement en discordance cartographique sur un substratum raviné et varié du Permo-Houiller à l'Aalénien; cependant dans le massif du Grand Fond, Antoine et al. (1972) décrivent localement une importante discordance angulaire entre les brèches du Grand-Fond attribuées au Dogger et leur substratum redressé et plissé (quartzites werféniens et néopermiens). A cet endroit, les brèches contiennent toutes les roches issues du substratum en proie à l'érosion (du Permo-Houiller à l'Aalénien) (Antoine et al., 1972). Le matériau déritique le plus souvent non roulé a donc toujours une origine locale.

Le plissement du substratum des brèches du Grand-Fond atteste d'un régime compréssif peu compatible dans l'environnement distensif du rifting téthysien au Dogger, à moins d'imaginer que ces brèches se sont déposées dans une succession de bassins locaux en pull-apart subsidents (unité du Quermoz, unité du Niélard, région du Grand Fond), alignés le long d'un accident majeur transcurrent.

En conséquence, il est important de distinguer les dépôts bréchiqes de pied de faille listrique sur le bord oriental du môle briançonnais (unités briançonnaises de type Val d'Isère, unités océaniques de la zone piémontaise; Deville, 1987) contemporains des séries bréchiqes de bassins en pull-apart, localisés sur le bord occidental du môle briançonnais.

3. Bilan de l'étude: comparaison entre le domaine dauphinois et le domaine pennique externe.

Au Dogger p.p., l'arrivée dans tout le bassin d'apports calcaréo-gréseux, détruit l'équilibre hydrodynamique établi à l'Aalénien (séquence de l'Hettangien-Aalénien supérieur) et marque l'avènement de la deuxième séquence stratigraphique majeure du Jurassique. Le bassin dauphinois évolue ensuite en une aire subsidente à sédimentation argileuse en milieu anoxique au Callovo-Oxfordien.

Dès le Bathonien, la plate-forme interne du bassin dauphinois subit de très profondes modifications; bien que l'on observe encore la transition entre le bassin et la plate-forme dans la zone subbriançonnaise (Postigo-Perez, 1985), vers le SE, les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise sont le siège d'épais dépôts bréchiques et olistostromiques reposant localement sur un substratum plissé. La nature et la géométrie des corps sédimentaires nous amène à concevoir dans ces zones une succession de bassins locaux en pull-apart subsidents, alignés le long d'un accident majeur décrochant nécessairement transverse à la marge.

Au Malm, l'absence de tout dépôt dans les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise empêche toute comparaison avec le domaine dauphinois.

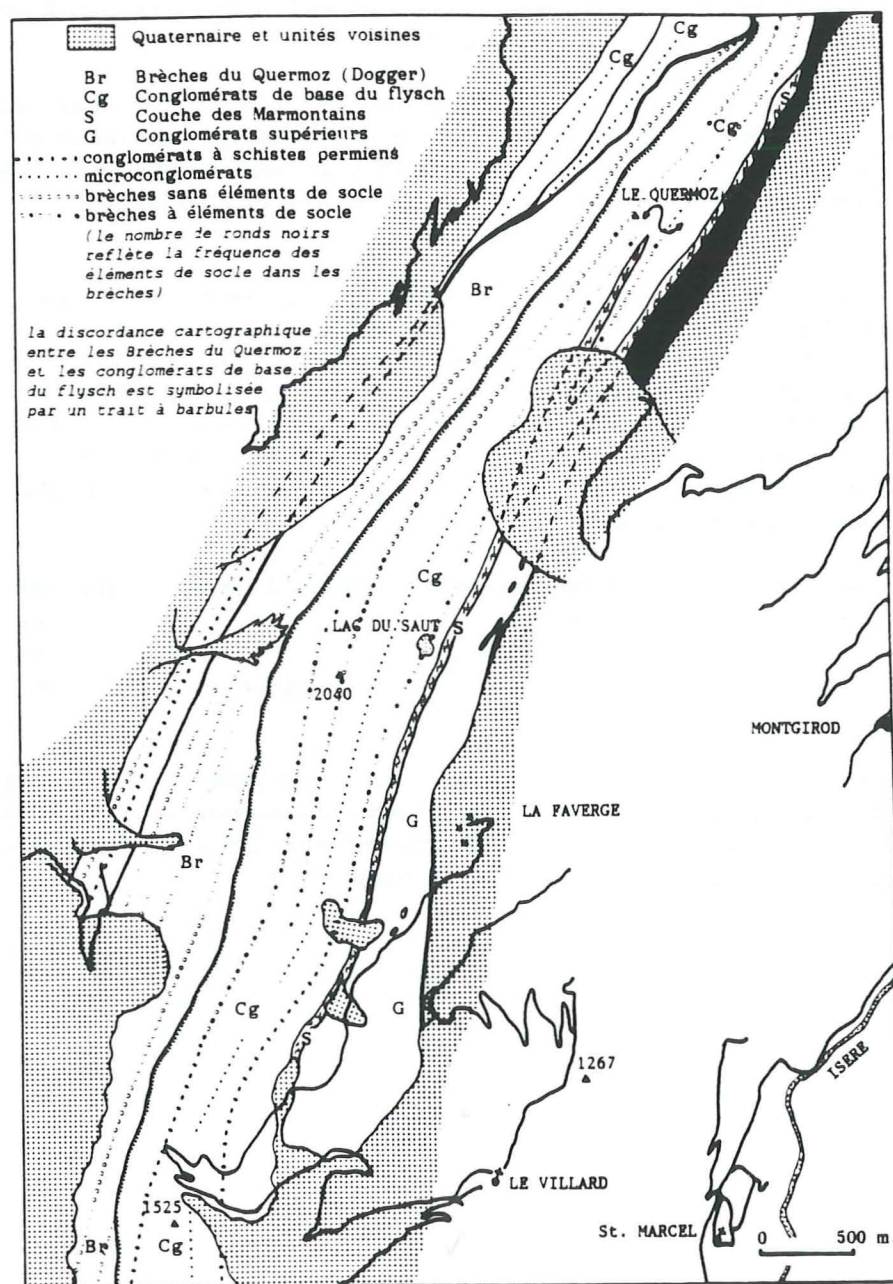


FIG. 33. Carte lithostratigraphique des séries détritiques de l'unité du Quermoz au Nord de l'Isère.

VI. LE CRÉTACE.

1. Le problème du Crétacé inférieur dans la nappe de Roselette.

Au Sud du col de la Gicle (unité du Rocher du Vent), Triboulet (1980) a reconnu dans des bancs de calcaires biodétritiques, intercalés dans une épaisse série de schistes et de calcschistes noirs, un Orbitolinidé donnant un âge barrémo-aptien à cette série. L'absence de véritables faciès urgoniens dans la zone delphinohelvétique interne la distingue fondamentalement de la zone delphinohelvétique externe.

Par ailleurs, dans le massif de la Roche Parstire (unité de Roselette-La Madeleine), quatre barres de calcaires tithoniques se rejoignent deux à deux au dessus du lac de Saint Guérin d'une part et au dessus du col de la Louze d'autre part. A chaque fois, la réunion de deux barres forme une charnière synclinale étirée et cisailée. Les schistes et les calcschistes noirs pincés au coeur de ces synclinaux sont stratigraphiquement au dessus des calcaires tithoniques; pour cette raison, ces schistes et les calcschistes noirs seront attribués au Crétacé inférieur (planches 1, 2 coupes A à D).

2. Les séries détritiques antéflyschs attribuées au Crétacé supérieur dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Les séries détritiques anté-flyschs (Antoine, 1971) affleurent surtout dans la région de Bourg Saint Maurice. On en trouve cependant quelques traces dans la région de Moutiers en Tarentaise. Toutes ces séries sont ravinées à leur sommet par les conglomérats de base de la série détritique de Tarentaise.

Il est très important de rappeler brièvement la succession des séries détritiques anté-flyschs post-dogger ayant fourni une rare microfaune. En effet, la datation de ces séries permet au moins de déterminer l'âge éventuel le plus ancien du flysch de Tarentaise.

2.1. Rappels stratigraphiques des séries antéflyschs de la région de Bourg Saint Maurice.

*Aux Pyramides calcaires (Haut Val Veni, Italie), une série microconglomératique et calcschisteuse (100 mètres environ) repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur les calcaires du Lias moyen (Elter, 1952, 1965). En 1954, ce dernier auteur découvre à cet endroit des débris remaniés d'*Orbitolina* sp..

La microfaune remaniée permet d'affirmer que cette série détritique anté-flysch est post-barrémo-aptienne ou à la rigueur de cet âge.

*Au Nord des Chapieux, sous les conglomérats de base du flysch de Tarentaise, une série calcaréo-gréseuse puissante de 40 mètres environ, reposant sur les schistes houillers, a fourni à Antoine (1965) une *Globotruncana Lapparenti* var. *coronata* Bolli.

Bien que la détermination de ce Globotruncanidé fut à l'époque fort discutée, une découverte similaire indiscutable dans la coupe du Fort du Truc près de Bourg Saint Maurice (Antoine, 1971) est venue confirmer la première attribution, donnant ainsi un âge Turono-Campanien à ces séries détritiques anté-flyschs.

2.2. La série détritique inférieure de l'unité de Crève-Tête : une série calcaréo-gréseuse antéflysch ?

Une série calcaréo-gréseuse (200 mètres d'épaisseur environ) azoïque est formée d'une alternance régulière de bancs centimétriques de calcaires gréseux micacés et de calcschistes gris à noirs (fig. 34).

Elle semble recouvrir le Permo-Houiller mais son contact avec les schistes permo-houillers est toujours masqué par des éboulis.

Son sommet est visible au Pas de Pierre Larron. Les derniers bancs calcaréo-gréseux sont surmontés sans ravinement apparent par les premiers bancs de conglomérats schisteux du flysch de Tarentaise.

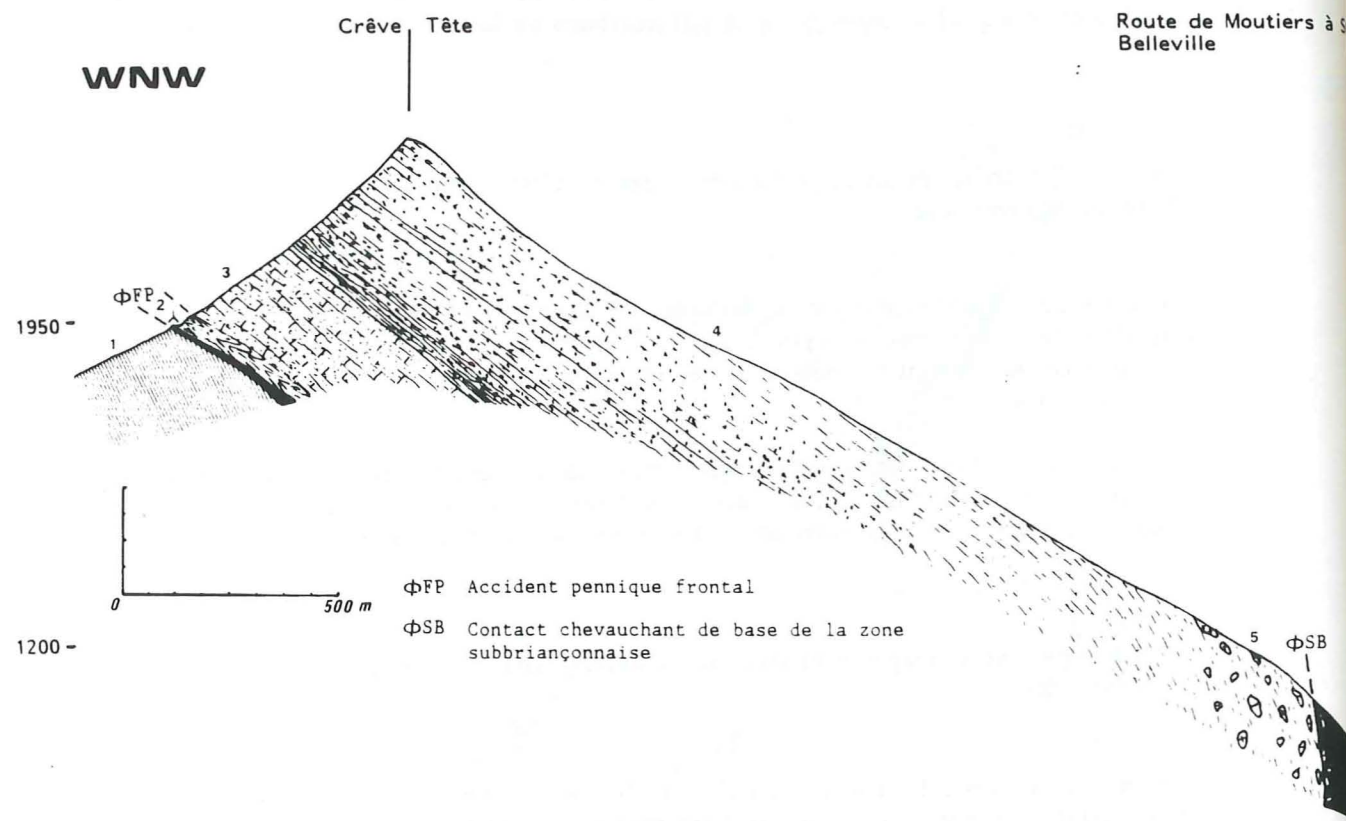


FIG. 34. Coupe de l'unité de Crève-Tête;

- 1: séries du Lias inférieur à moyen de la zone delphinohelvétique interne;
- 2: gypse et cargneules du front pennique surmontés de conglomérats quartzeux rouge violacé et de schistes verts à zinzolins contenant de très rares horizons calcaires (Permo-Houiller);
- 3: calcaires gréseux à silteux micacés gris noir, parfois microbréchiques, à horizons calcschisteux noirs à gris (Crétacé supérieur ?);
- 4-5: conglomérats granoclassés et calcaires gréseux à la base passant insensiblement au sommet à un flysch à olistolithes (5) (flysch de Tarentaise); dans le bois du clos, un énorme olistolithe de calcaire de type Siaix, emballé dans les calcschistes gris noir du flysch de Tarentaise, présente le long du chemin menant du Villaret à Pierre Laron 3 mètres de schistes verts mats plaqués contre le calcaire blanc très recristallisé; la coupe décrite est identique à celle des Étroits du Siaix dans l'unité de Moutiers externe;
- 6: gypse du contact de base de la zone subbriançonnaise.

Ne connaissant pas l'âge, ni la polarité et ni les relations géométriques de cette série avec son substratum, de nombreuses hypothèses ont été émises:

Martinez Reyes (1980) donne un âge priabonien à cette série en la comparant avec le sommet du flysch des Aiguilles d'Arves tandis que Barféty et coll. (1984) pense qu'elle pourrait être du Dogger;

Semblant être située sous des conglomérats typiques de la base du flysch de Tarentaise, cette série peut appartenir à la séquence détritique anté-flysch. Son âge serait Dogger ou Crétacé; en absence de preuve paléontologique, le choix repose sur les délicates comparaisons de lithofaciès:

- les séries détritiques du Dogger sont exclusivement calcaires, à éléments détritiques locaux, dépourvues de tout faciès gréseux;
- les séries détritiques du crétacé supérieur, décrites dans la région de Bourg Saint Maurice, sont calcaréo-gréseuses à éléments locaux et régionaux.

En conclusion, la série calcaréo-gréseuse de l'unité de Crève-Tête est lithologiquement identique aux séries détritiques antéflyschs du Crétacé supérieur précédemment décrites; nous la rapportons logiquement à cet âge.

2.3. Conséquences sur l'âge du flysch de Tarentaise.

L'exiguité et la rareté des témoins anté-flyschs du Crétacé ne permettent pas de reconstituer le cadre paléogéographique de cette époque.

Les séries anté-flyschs post Dogger, très rarement datées, permettent cependant de donner indirectement un âge inférieur limite de la base du flysch de Tarentaise; le flysch de Tarentaise reposant sur les séries détritiques anté-flyschs Turono-campariennes est nécessairement plus jeune.

VII. LE TERTIAIRE.

1. Le Tertiaire dans la zone dauphinoise.

* Dans la région au Nord de l'Isère (lac de Roselend), le Tertiaire de la nappe de Roselette est représenté seulement par des calcaires en plaquettes gris sombre à petites Nummulites priaboniennes (30 à 40 mètres) (Mennessier, 1965; Landry, 1976, Triboulet, 1980). Ces calcaires reposent en discordance cartographique sur les schistes noirs attribués au Crétacé inférieur ou bien sur les calcaires du Tithonique.

En lame mince, on observe une une microsparite silteuse à gréseuse à nombreux débris de bioclastes déformés et recristallisés.

* Dans la région de Montpascal-Le Châtel, en Maurienne, (unité de Montpascal, Serre, 1983), des calcaires gris sombre en plaquettes, à petites Nummulites priaboniennes, reposent sur les schistes aaléniens ou sur les calcaires gréseux du Bajocien-Bathonien-Callovien p.p. (Barbier, 1944; 1946; Serre, 1983). Localement, la base est formée de quelques mètres de conglomérats calcaires gris sombre monogéniques d'aspect intraformationnel.

Ainsi, dans ces deux régions, les dépôts peu épais du Priabonien reposent en **discordance cartographique** sur un substratum fortement érodé; la sédimentation était calcaire, uniforme, à **paléobiocénose néritique de plate-forme** ("calcaire à petites Nummulites").

* Dans l'unité des Albiez (Serre, 1983), les puissants dépôts de flysch priabonien reposent en **discordance cartographique** sur un substratum structuré (plis Est-Ouest de la phase Arvinche (Barbier, 1956)); ces dépôts se sont accumulés dans un bassin fortement subsident où la sédimentation très détritique renferme une **thanatocénose priabonienne** (Deharveng et al; 1987).

2. Le flysch dans l'unité du Niéland.

2.1. Rappel général des recherches stratigraphiques antérieures.

Reposant sur un substratum paléozoïque à mésozoïque, le flysch de Tarentaise épais de plusieurs centaines de mètres a toujours été l'objet des plus vives discussions dans l'attribution de son âge.

En effet, la zone des Brèches de Tarentaise possède un métamorphisme d'épizone et un état de déformation très évolué. Aussi, l'étude sédimentologique et pétrographique est plus difficile à mener que dans les flyschs priaboniens des unités anchizonales du Niéland et du Cheval Noir.

Les difficultés de datation résident dans l'extrême rareté des témoins paléontologiques sur lesquels plane toujours un doute de remaniement. Déterminer l'âge du flysch de Tarentaise entraîne par voie de conséquence d'importantes implications paléogéographiques et tectoniques dans le domaine de transition entre la zone externe et les zones internes différenciées depuis le Trias.

L'histoire des recherches illustre bien les problèmes auxquels les scientifiques ont été constamment confrontés.

Dès 1860, Pillet découvre des Nummulites dans le flysch des Aiguilles d'Arves et en conséquence Lory (1866) admet un âge tertiaire pour ce flysch. Mais au Nord du Niéland, le flysch de Tarentaise (brèches de Tarentaise des anciens auteurs) est rangé par cet auteur dans le Trias.

Cependant, Kilian et Révil (1893) retrouvent les observations de G. de Mortillet (1861): les brèches de Tarentaise contiennent des galets de calcaires liasiques, elles sont donc post liasiques.

De plus, l'analogie de lithofaciès avec le flysch des Aiguilles d'Arves plaide en faveur d'un âge tertiaire; ils attribuent donc un âge tertiaire au flysch de Tarentaise.

Pourtant Gignoux (1912) pense que la série détritique du flysch de Tarentaise est liasique, son sommet pouvant éventuellement appartenir au Tertiaire. Mais un an plus tard, à la suite de la découverte d'une belemnite dans les brèches, Gignoux (1913) exclut tout âge post liasique.

A partir de 1929, Schoeller crée toutes les subdivisions stratigraphiques modernes en les

intégrant dans les premières reconstitutions paléogéographiques. Il attribue le flysch de Tarentaise au Tertiaire. A la suite des travaux de Gignoux et Moret (1938), Barbier (1948) définit la nappe des Brèches de Tarentaise (des séries mésozoïques réduites et un flysch tertiaire) et "l'écaillé des Aiguilles d'Arves" (des séries mésozoïques épaisses et un flysch tertiaire).

A cette époque, tous les auteurs admettaient l'idée d'un bassin de flysch unique, d'âge priabonien, composé d'un substratum varié et structuré.

En 1955, après la découverte de très rares *globotruncana*, Barbier et Trümpy proposent une synthèse générale:

- les flyschs des Aiguilles d'Arves et du Niéland sont tertiaires;
- les séries détritiques de base du flysch de Tarentaise (couches de l'Aroley et couche des Marmontains des auteurs suisses) sont du Crétacé moyen; le flysch s.s. est d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire.

Collart (1973) remarque dans l'unité du Quermoz des faciès identiques à ceux du Priabonien du Niéland; il les attribue au Tertiaire, retrouvant ainsi les observations de Kilian et Révil (1893) et de Schoeller (1929).

Toutes ces interprétations reposent sur de très rares déterminations paléontologiques qui furent très discutées; par ailleurs, le remaniement de ces microfaunes peut être envisagé.

En absence de nouvelles découvertes paléontologiques fondamentales, toute étude lithostratigraphique, aussi précise soit elle, ne pourra apporter aucune preuve décisive dans la datation définitive de la série détritique du flysch de Tarentaise. Elle pourra cependant fournir de nombreuses précisions d'ordre paléogéographique. Dans ce but, le flysch a été comparé dans l'unité du Niéland et dans la zone des Brèches de Tarentaise.

2.2. Description lithostratigraphique du flysch du Niéland.

Dans l'unité du Niéland, un épais flysch du Priabonien repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur les brèches et les calcschistes du Dogger (fig.15).

Dans ce flysch (fig.35), nous avons distingué comme Barbier (1948) et Martinez-Reyes (1980) deux faciès principaux passant latéralement l'un à l'autre:

- des conglomérats;
- un flysch schisto-gréseux.

* Préférentiellement à la base du flysch, des bancs métriques de conglomérats gris sombre alternent avec des microconglomérats noirs en bancs décimétriques et avec des grès calcaires micacés (pl.11, a). De nombreuses séquences sédimentaires positives d'épaisseur métrique montrent: à leur base, sur une surface de ravinement, des bancs de conglomérats à éléments centimétriques à métriques évoluant au sommet vers des grès micacés calcschisteux noirs et vers des schistes noirs.

Parfois, les séquences sédimentaires sont moins détritiques et moins complètes; elles débutent par des grès microconglomératiques puis évoluent vers des bancs de calcschistes micacés et vers des schistes noirs. On passe alors insensiblement à un flysch schisto-gréseux.

Les éléments anguleux à subarrondis des conglomérats et des microconglomérats sont peu déformés et jointifs dans une matrice calcaréo-gréseuse ou silicophylliteuse (pl.11, b); Ils sont tous issus de séries paléozoïques et mésozoïques à affinité briançonnaise (fig.36).

Des schistes noirs se trouvent en interbancs mais aussi parfois inclus en amas dans les conglomérats; ces schistes sont ainsi remaniés en "galet" ou régénérés et resédimentés en lits argileux schistosés.

* Principalement au sommet de cette formation priabonienne, un flysch schisto-gréseux à olistolithes est organisé en séquences sédimentaires grésopélitiques normales d'épaisseur décimétrique dont les plus complètes présentent à la base des grès micacés calcaires gris roux et vers leur sommet des calcaires gréseux puis silteux calcschisteux et enfin des schistes noirs à vert pâle achevant la séquence.

Les grès renferment une abondante microfaune remaniée parmi laquelle on peut reconnaître des associations du Crétacé supérieur (1):

Globotruncana sp.
Orbitoides sp. (pl.11, d)

et du Priabonien inférieur à moyen (2) (pl.11, c):

Nummulites cf. *perforatus* (Monfort)
Nummulites *garnieri* De La Harpe
Nummulites *bouillei* De La Harpe
Discocyclina sp.
Operculina cf. *alpina* Douvillé
Algues et bryozoaires indéterminés.

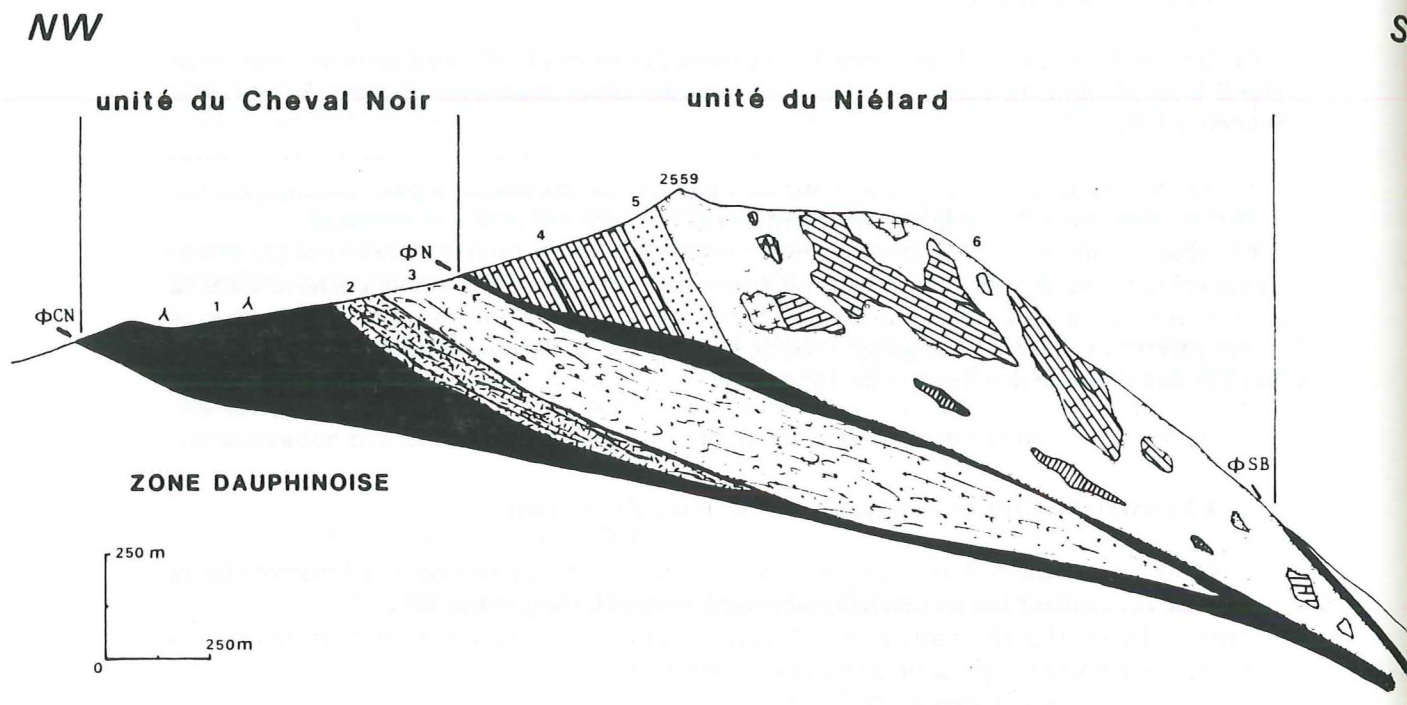


FIG. 35. Coupe générale de l'unité du Niélard (Martinez-Reyes, 1980, modifiée et complétée).

UNITE DU CHEVAL NOIR CASSE MASSION

- 1: gypse et cargneules du front pennique;
- 2: schistes de la Bagnaz (Permo-Houiller);
- 3: série détritique du flysch des Aiguilles d'Arves (Priabonien);

UNITE DU NIELARD

- 4: au dessus des cargneules et du gypse du contact tangentiel de la base de l'unité, calcaires dolomitiques noirs, calcaires gris bleu et calcaires beiges à blancs au sommet (Lias inférieur et moyen);
- 5: brèches calcaires noires et calcschistes gris (Dogger p.p.);
- 6: série détritique du flysch priabonien du Niélard contenant des olistolithes de socle cristallin, de Rhétien(?), de Lias et de Lutétien.

A l'arrière, on rencontre directement les cargneules et le gypse du contact tangentiel de base de la zone subbriançonnaise.

	Nature des galets		fréquence	âge et origine supposée des galets
bancs conglomératiques ou microconglomératiques	carbonatés	amas de calcschistes gris	+	Sinemurien
		galets de brèches	+	Dogger
		calcaires blancs	+	
		calcaires noirs fins	++	Rhétien-Sinemurien
		calcaires noirs à entroque	-	Sinemurien
		calcaires noirs spathiques	++	Rhétien-Sinemurien
		dolomies jaunes	+++	Anisien-Norien
		dolomies grises	+++	Ladinien
		dolomies rousses	-	Anisien
	siliceux	amas de schistes : verts violet noirs roux	++	Permo-Houiller
		siliceux	-	Pléistocène
		quartzites	+	Néopermien-Werfénien
		cristallin	+++	Hercynien à Varisque
autres bancs	nature des bancs		fréquence	
	calcaires	calcaires sparitiques ou micro-sparitiques noirs ou gris bleu foncé		
		calcschistes gris clair ou gris foncé		
	siliceux	schistes verts ou violets schistes noirs luisants schistes noirs mats	+	
		grès bruns siliceux ou calcaires	+ à ++	
		grès et schistes noirs associés		

Fréquence : (+++) très abondants, (++) abondants, (+) fréquents, (-) rares, () absents.

FIG. 36. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats du flysch priabonien du Niélard (unité du Niélard);

(1) Détermination de F. Mougin, Université de Savoie.

(2) Détermination de A. Blondeau, Paris VI.

Toute la microfaune est remaniée même celle du Priabonien inférieur à moyen qui forme une belle thanatocénose. En conséquence, l'âge du flysch serait donc au moins priabonien supérieur.

Par ailleurs, ce flysch renferme de nombreux olistolithes métriques à hectométriques, entourés ou non d'un "nuage" de blocs métriques à décimétriques de même nature que les olistolithes.

On rencontre ainsi des panneaux d'origine locale de calcaires noirs du Lias inférieur, de calcaires de type Siaix du Lias moyen, des brèches calcaires du Dogger mais aussi des blocs métriques de socle cristallin et de calcaires blancs dits d'Orgentil d'origine inconnue.

Dans ces derniers, Barbier (1948) a découvert une section équatoriale de grande Nummulites du Lutétien et Martinez-Reyes décrit des débris de polypiers et des traces attribuées à des microcodiums. Les calcaires d'Orgentil sont identiques aux calcaires de Montricher décrits notamment par Serre (1983) dans l'olistostrome sommital du flysch des Aiguilles d'Arves (Bravard *et al.*, 1981); mais dans l'unité du Niélard, ces calcaires d'Orgentil ne sont pas accompagnés de calcaires noirs à petites Nummulites du Priabonien inférieur à moyen.

2.3. Le flysch priabonien de l'unité du Niélard replacée dans le cadre paléogéographique.

Rappelons que la région des Aiguilles d'Arves était occupée par un énorme cône sous marin lors du dépôt des conglomérats de base du flysch des Aiguilles d'Arves (Deharveng et al., 1987).

De part et d'autre de ce cône, les épaisseurs du flysch diminuent rapidement vers le Sud (Combeynot) et vers le Nord (région du Cheval Noir et unité du Niélard).

* Dans ce bassin, allongé du SW vers le NE, le flysch était alimenté au Sud de la Maurienne par le socle cristallin du Pelvoux au SW d'une part et par des séries mésozoïques à affinité dauphinoise au SE d'autre part (Ivaldi, 1986).

On trouve cette configuration paléogéographique jusqu'aux chalets de l'Alpette sous le Coin du Châtel (région orientale de Montvernier, Montapscal en Maurienne) où le flysch des Aiguilles d'Arves reposant sur un substratum mésozoïque dauphinois décollé (unité des Albiez de Serre, 1983) était alimentée par des couvertures à affinité dauphinoise en proie à l'érosion (fig.37).

* En revanche, au Nord des chalets de l'Alpette, le flysch des Aiguilles d'Arves repose sur un substratum Permo-Houiller intensément raviné et régénéré au contact des conglomérats de base (Antoine *et al.*, 1980) (unité du Cheval-Noir de Martinez-Reyes, 1980).

Conjointement à ce changement de substratum, la série détritique du flysch des Aiguilles d'Arves contient essentiellement des éléments à affinité briançonnaise (fig.38).

De même, plus au Nord, le flysch de l'unité du Niélard avec un substratum mésozoïque et des éléments détritiques à affinité briançonnaise possède les mêmes caractères que l'unité du Cheval Noir.

bancs	bancs conglomératiques ou microconglomératiques		autres bancs	
	nature des galets		nature des bancs	
	calcaires	amas de calcaires gris	+ +	âge et origine supposée des galets
		galets de brèches		
		calcaires blancs		
		calcaires noirs fins		
		calcaires noirs à entoupe		
	siliceux	calcaires noirs spathiques	+ +	
		calcaires jaunes		
		dolomites grises		
		dolomites rousses		
		amas de schistes : verts violet noirs roux		
	siliceux	saïex	+	
		quartzites		
		cristallin		
		amas de schistes :		
		verts violet noirs roux		
	calcaires	calcaires spathiques ou micro-spathiques noirs ou gris bleu foncé	+	
		calcaires gris clair ou gris foncé		
		schistes verts ou violets		
		schistes noirs luisants		
		schistes noirs mats		
	siliceux	grès bruns siliceux ou calcaires	+	
		grès et schistes noirs associés		
		grès bruns siliceux ou calcaires		
		schistes noirs luisants		
		schistes noirs mats		

Frequency : (+++) res. abundant, (++) abundant, (+) frequent, (-) rare,

FIG. 37. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats de base de la série détritique du flysch priabonien des Aiguilles d'Arves dans la vallée de la Maurienne (unité des Abiez de Serre, 1983);

[illegible]

Frequency : (000) trace abundant, (000) abundant, (00) frequent, (0) rare.

FIG. 38. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du flysch priabonien des Aiguilles d'Arves dans la région du Cheval Noir (unité du Cheval Noir-Casse masson de Serre, 1983).

* Ces différentes observations permettent de préciser le modèle paléogéographique qui gouverna toute la sédimentation dans cet unique bassin de flysch au Priabonien supérieur; ce bassin de flysch possédait un substratum structuré (phase arvinche de Barbier, 1956) et composite alimenté par des pays d'origine paléogéographique différente, en proie à l'érosion. Ainsi, il s'étendait indifféremment à la fois sur le domaine externe et sur le domaine interne individualisés dès le Trias et pendant tout le Mésozoïque.

- Au Sud des chalets de l'Alpette:

le flysch des Aiguilles d'Arves reposant sur une couverture dauphinoise et alimenté par des séries mésozoïques à affinité dauphinoise;

- Au Nord des chalets de l'Alpette:

le flysch des Aiguilles d'Arves reposant sur une série du Permo-Houiller (unité du Cheval Noir), sur un tégument à affinité briançonnaise (unité de Valbuche de Martinez-Reyes, 1980) ou sur une couverture mésozoïque à affinité briançonnaise (unité du Niélard) et alimenté par des séries mésozoïques à affinité briançonnaise.

3. Le flysch de Tarentaise dans la zone des Brèches de Tarentaise.

3.1. Nature de la discontinuité majeure de base et présentation du cadre paléogéographique.

La base du flysch de Tarentaise ravine des séries détritiques anté-flyschs dont les plus récentes appartiendraient au Turono-Campanien (§ 1^{ère} partie, 2).

* En général, le flysch de Tarentaise repose en discordance cartographique (fig.32) sur un substratum varié pouvant être:

- le socle cristallin (unité de Hautecour);
- le Permo-Houiller (unités de Hautecour, des schistes de la Bagnaz, de Salins);
- le Trias tégumentaire (unités de Hautecour, de Salins);
- le Trias décollé et le Lias (unités du Quermoz, de Moutiers externe et interne) (fig.39);
- les séries détritiques anté-flyschs du Dogger et du Crétacé (unités de Crève-Tête, du Quermoz, de Moutiers externe) (fig.39).

Exceptionnellement, une **discordance angulaire** est conservée; elle a été décrite par Schoeller (1929, planche V, photographie 2) en un unique site au NW de Bourg Saint Maurice et par Lu Chia Yu (1980) dans l'unité de Hautecour.

Nous mentionnons un second site (à 30 mètres au dessus du lac du Bozon, unité du Quermoz) où l'on peut voir les brèches calcaires du Quermoz, d'âge dogger, intensément fracturées (diaclasses subverticales N 145) et ravinnées par les conglomérats de base du flysch de Tarentaise exempté de toute fracturation N 145 (pl.13, a, b).

* Depuis 1929, le flysch de Tarentaise est classiquement subdivisée en deux grands cycles sédimentaires (fig.40):

- les conglomérats de base et les schistes noirs à quartzites verts forment le cycle inférieur;
- les conglomérats supérieurs et le flysch s.s. appartiennent au cycle supérieur.

Les premiers dépôts du cycle inférieur comblent une surface très irrégulière ordonnée

actuellement selon une direction méridienne d'une part et selon la direction NW-SE d'autre part.

Ainsi, nous avons distingué deux régions:

- une région proximale, localisée dans la partie méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise (unité de Crève-Tête, parties méridionales de l'unité du Quermoz et de l'unité de Moutiers externe), étant le siège d'une sédimentation détritique proximale;
- une région distale, dans la partie septentrionale de cette zone (unité de Moutiers interne, unité du Roignais-Versoyen, parties septentrionales de l'unité du Quermoz et de l'unité de Moutiers externe) recevant une sédimentation distale.

Par ailleurs, dans la région proximale, des "sillons" (unités du Quermoz, unités de Moutiers) à sédimentation conglomératique alternaient avec des "haut-fonds" (unités de Crève-Tête, des schistes de la Bagnaz, de Hautecour et de Salins) orientés parallèlement à l'allongement actuelle de la zone et qui recevaient des apports olisthostromiques.

Tous ces reliefs ont été totalement noyés au début du cycle supérieur.

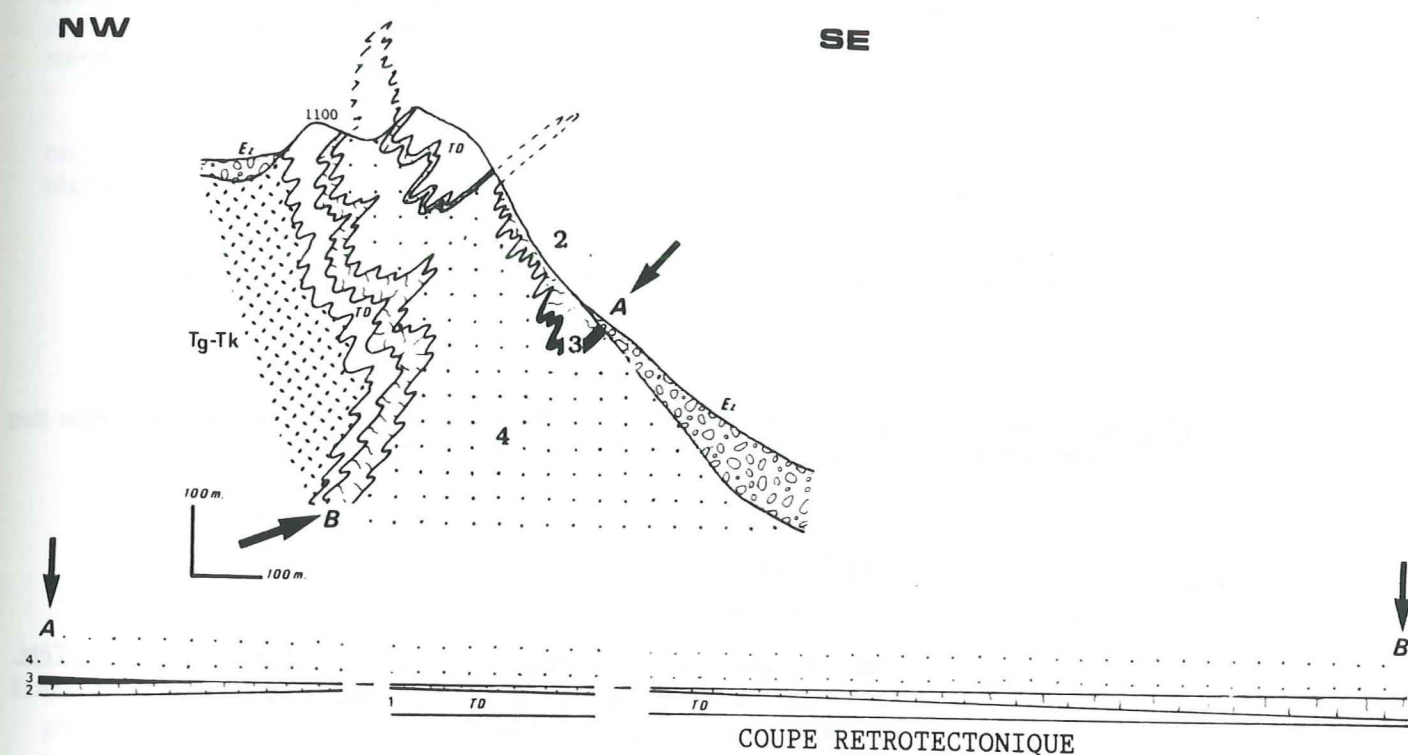


FIG. 39. Coupe de la falaise des Etroits du Sialx (unité de Moutiers externe) (Gély, 1986 modifié);

- Tg et Tk: gypse et cargneules du Carnien;
- 1: dolomies fines jaunes et massives (TD) (Norien);
 - 2: calcaires spathiques blancs de type Sialx (Pliensbachien) reposant sur une surface de ravinement;
 - 3: schistes noirs à nodules silicoalumineux et limonitiques (Aalénien, 0 à 10m.) et microbrèches calcaires attribuées au Dogger (0 à 10m.);
 - 4: conglomérats de base du flysch de Tarentaise reposant sur une surface de ravinement.

Schoeller (1929)	Trümpy (1952, 1955)	Antoine (1971)	Collart (1973)
Flysch	Flysch	série détritique de Tarentaise, Flysch	série détritique de Tarentaise, Flysch
Flysch s.s.	couches de St.Christophe	flysch	flysch
grès grossiers et conglomérats latéraux			grès calcari-fères et conglomérats supérieurs
schistes noirs à quartzites verts	couche des Marmontains	schistes noirs à quartzites verts	silicophylliteux
conglomérats	couche de l'Aroley	formation basale	formation hyperdétritique de Tarentaise

FIG. 40. Tableau synoptique des différentes subdivisions et des diverses appellations des formations composant le flysch de Tarentaise utilisées par les auteurs.

3.2. Le cycle inférieur.

Dans la région proximale et sur les haut-fonds (unités de Crêve-Tête, parties méridionales de l'unité du Quermoz et de l'unité de Môutiers externe de Hautecour et de Salins).

Dans la région proximale et sur les haut-fonds, le cycle inférieur comprend seulement des conglomérats de base et des olisthostromes azoïques.

Dans les unités de Hautecour et de Salins, il n'existe qu'un complexe olistostromique et conglomératique (Fudral, 1980; Lu Chia Yu, 1986). Ces deux unités devaient former des hauts-fonds très proches des sources des apports détritiques.

Dans l'unité de Crêve-Tête et dans la partie méridionale de l'unité du Quermoz (du barrage de la Coche jusqu'au lac du Saut), les conglomérats de base (épaisseur 300 mètres environ), en bancs décimétriques, ont une matrice schisteuse verte, rarement zinzolin, en lits; les bancs de conglomérats sont intercalés avec des bancs décimétriques de schistes verts et des bancs de calcaires gréseux gris noir plus ou moins calcschisteux.

Les conglomérats sont rarement granoclassés; leur éléments détritiques très aplatis, de taille centimétrique, sont jointifs ou noyés dans la matrice schisteuse; ils sont émoussés à anguleux et sont très variés; on reconnaît parmi ces éléments (pl.12, d) (fig.41, 42):

- des socles cristallins variés (gneiss, micaschistes), prédominants;
- des quartzites du Permo-Houiller et du Werfénien, abondants;
- des dolomies du Trias, abondantes;
- des calcaires du Lias, fréquents à rares;
- des microbrèches calcaires du Dogger, très rares.

Des amas de schistes verts, zinzolins ou noirs, contenus dans les conglomérats sont identiques à la matrice de ces derniers. Les schistes du Permo-Houiller sont régénérés dans ces conglomérats comme à la base de la série détritique du flysch des Aiguilles d'Arves de l'unité du Cheval Noir.

Vers le sommet, les bancs de conglomérats sont de plus en plus rares et moins épais. Les séquences granoclassées montrent une clasticité plus faible. À la base des séquences sédimentaires, des microconglomérats calcaires, noirs, peu épais passent à des calcaires gréseux gris noir en bancs centimétriques, silteux et calcschisteux au sommet; les séquences peuvent s'achever par des bancs métriques de schistes noirs.

Dans la partie méridionale de l'unité de Môutiers externe, les conglomérats granoclassés ont souvent une matrice schisteuse blanc argenté ("socle cristallin régénéré") ou verte ("Permien régénéré") (fig.42) avec les éléments suivants:

- socles cristallins variés (gneiss, micaschistes), prédominants au lac d'Arcachet et à la pointe du Col;
- schistes et quartzites du Permo-Houiller et du Werfénien, abondants au Crêt du Rey, cormet d'Arèches et à La Portette;
- dolomies du Trias, fréquentes;
- calcaires du Lias, fréquents à rares;
- amas de schistes noirs de l'Aalénien (?), fréquents;
- microbrèches calcaires du Dogger, très rares.

Dans la région distale et dans les sillons (unités de Môutiers interne, du Roignais-Versoyen, parties septentrionales de l'unité du Quermoz et de l'unité de Môutiers externe).

Dans la région distale et dans les sillons, le cycle inférieur débute en général par des conglomérats ou des microconglomérats de base et s'achève par le dépôt de schistes noirs à quartzites verts très reconnaissables (couche des Marmontains des auteurs).

Les conglomérats de base (250 mètres d'épaisseur).

Dans toute la région distale, les conglomérats sont très développés à la base et organisés en séquences positives métriques typiques (pl.13, d); ainsi, on a de bas en haut:

- des poudingues ou des brèches calcaires en bancs décimétriques à éléments centimétriques plus rarement décimétriques ou métriques ravinant la séquence antérieure et évoluant vers des microconglomérats;
- des calcaires gréseux puis silteux et des calcschistes et des schistes noirs au sommet de la séquence.

Vers le sommet de la formation des conglomérats de base, la clasticité générale des séquences sédimentaires diminue; la base n'est plus ravinante et la séquence débute souvent par les calcaires gréseux.

L'unité du Quermoz, en position de sillon, a particularité de montrer une évolution importante du Sud vers le Nord; en effet, nous pouvons observer au Nord du lac du Saut le passage latéral entre les conglomérats de base très polygéniques proche de la partie proximale et les conglomérats de base très calcaires de la partie distale. Ainsi, les conglomérats de base évoluent lithologiquement rapidement du Sud vers le Nord (fig.42);

En progressant vers le Nord, à partir du lac du Saut, en suivant les mêmes bancs de conglomérats ou de microconglomérats, on observe un changement lithologique de la matrice et des éléments; la matrice devient calcaire, les éléments de socle cristallin sont de moins en moins fréquents et les amas de schistes verts absents.

Plus au Nord au delà du pic du Quermoz, dans les environs de la Bagnaz, la formation des conglomérats de base présente des bancs décimétriques de microconglomérats gris noir en alternance avec des bancs décimétriques de calcaires gréseux à silteux noirs associés à des schistes et des calcschistes noirs. Des olistolithes métriques à décamétriques y sont noyées (pl.34). Pour l'essentiel, ces olistolithes sont formés de calcaires de type Villette du Lias moyen, de calcaires du Lias inférieur mais également de brèches du Quermoz (pl.12, c) et de conglomérats de base resédimentés (piste entre le Boullissoir et la Bagnaz).

bancs conglomératiques ou microconglomératiques	Nature des galets		fréquence	âge et origine supposée des galets
	carbonatés	amas de calcschistes gris	+	Lias inférieur
		galets de brèches	+	Dogger
		calcaires blancs	+	Pliensbachien
		calcaires noirs fins	-	Lias inférieur
		calcaires noirs à entroque		
		calcaires noirs spathiques	++	Lias inférieur
		dolomies jaunes	+++	Anisien-Norien
		dolomies grises	+++	Ladinien
		dolomies rousses	+	Anisien
siliceux	amas de schistes : verts violet noirs roux	- à +++ - à + + -	Permo-houiller Permo-houiller Permo-houiller Permo-houiller	
	silix	-	Pliensbachien	
	quartzites	+ à +++	Néopermien-werfénien	
	cristallin	+ à +++	Hercynien à Varisque	
autres bancs	nature des bancs		fréquence	
	calcaires	calcaires sparitiques ou micro-sparitiques noirs ou gris bleu foncé		
		calcschistes gris clair ou gris foncé	+	
	siliceux	schistes verts ou violets schistes noirs luisants schistes noirs mats	- à +++ + à +++ +	
		grès bruns siliceux ou calcaires	- à +++	
		grès et schistes noirs associés	- à +++	

Fréquence : (+++) très abondants, (++) abondants, (+) fréquents, (-) rares, () absents.

FIG. 41. Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats du flysch de Tarentaise (unité de Crève-Tête, du Quermoz);

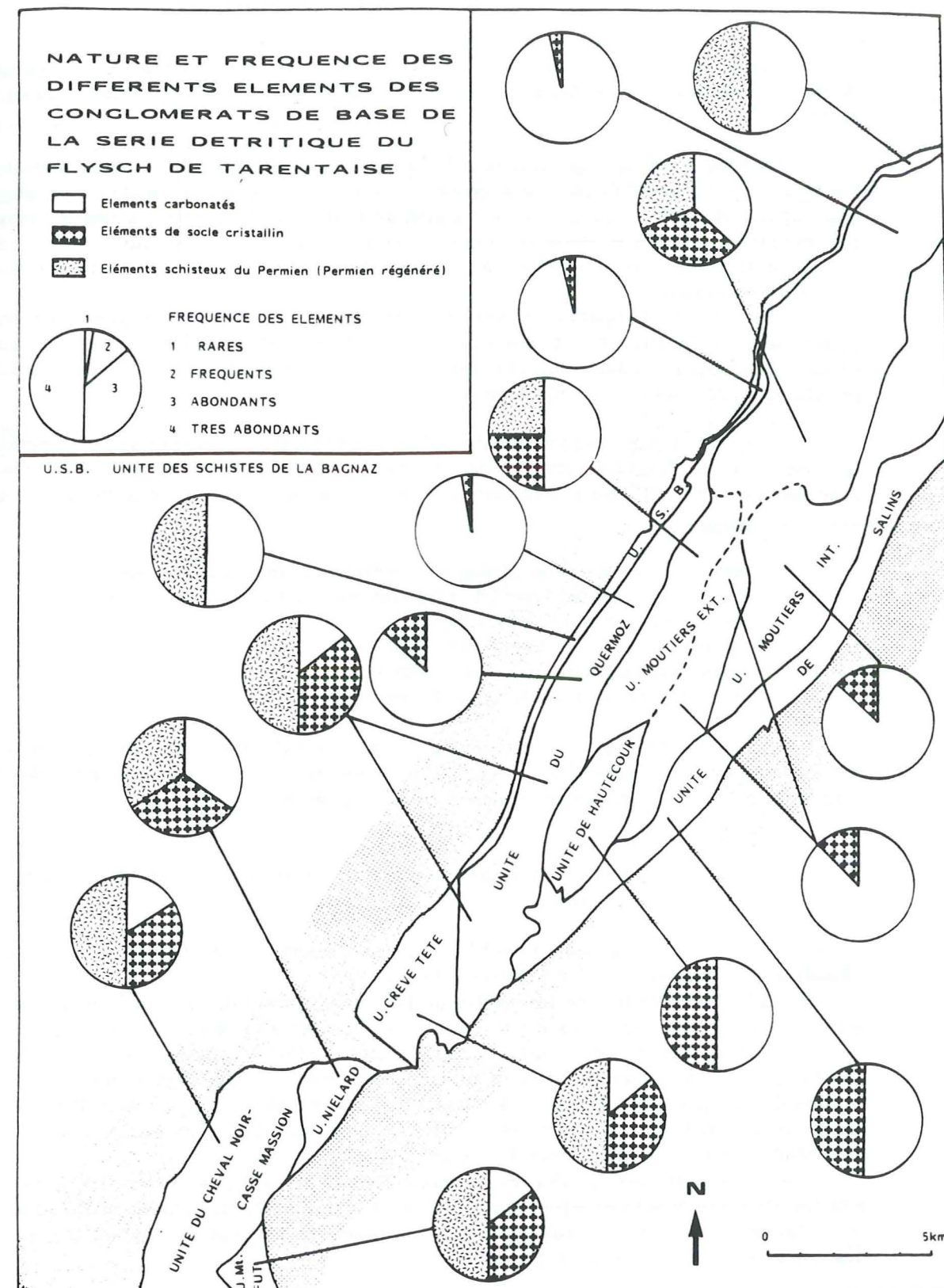


FIG. 42. Nature et fréquence des différents éléments des conglomérats de base du flysch de Tarentaise.

Plus au Nord encore, à la Pierre Percée, les conglomérats renferment de nombreux éléments de socle cristallin mais leur matrice demeure calcaire et les schistes verts en amas ou en lits sont absents.

En conclusion, les conglomérats de base très polygéniques de la partie méridionale de l'unité du Quermoz sont de plus en plus calcaires vers le Nord et contiennent de rares éléments de socle cristallin. L'unité du Quermoz montre ainsi la transition entre la région proximale à sédimentation détritique issue du démantèlement d'un socle cristallin ou d'un tégument Permo-Houiller et la région distale à sédimentation détritique provenant de l'érosion d'une couverture mésozoïque.

D'autre part, il apparaît que tous les éléments carbonatés sont d'origine locale, empruntés directement du substratum du flysch de Tarentaise. Au contraire, les éléments siliceux (socle cristallin, schistes Permo-Houillers, quartzites du Trias) ont une origine plus lointaine, méridionale, en dehors de l'unité même.

Enfin, la partie septentrionale de l'unité de Moûtiers interne et son prolongement vers le Nord (unité du Roignais Versoyen de Antoine, 1971) représentent les parties les plus distales avec des conglomérats à matrice calcaire gris noir ou calcschisteuse noire contenant les éléments détritiques suivants:

- socles cristallins variés (gneiss, micaschistes), fréquents à très rares;
- quartzites du Permo-Houiller et du Werfénien, fréquents à très rares;
- dolomies du Trias, prédominantes;
- calcaires du Lias, fréquents à abondants;
- amas de calcschistes gris à noirs, fréquents;
- microbrèches calcaires du Dogger, très rares.

Conjointement, la clasticité générale diminue nettement vers le NE, les séquences sédimentaires sont formées uniquement de calcaires gréseux et de schistes (zone des calcaires plaquettés d'Antoine) tandis que l'épaisseur totale augmente.

Les schistes noirs à quartzites verts (couche des Marmontains) (20 à 90 mètres).

La "couche des Marmontains" présente une épaisse série de schistes noirs et de quartzites verts, bruns ou blancs en bancs décimétriques.

Au Nord-Est de la zone des Brèches de Tarentaise, dans la région distale, nous observons en général, au dessus du dernier banc des conglomérats de base, la succession suivante de bas en haut:

- 10 à 20 mètres de schistes noirs mats ou luisants, de lithofaciès identique aux schistes de l'Aalénien, ne possédant jamais de nodules silico-alumineux; ils peuvent renfermer de très rares lentilles de quartzites bruns verdâtres épaisses de 5 cm (environ du lac du Saut, Pierre Percée) ou des bancs décimétriques de quartzites à clastes anguleux millimétriques de dolomies jaunes (Plan de la Marmotte au Nord du Cormet d'Arèches);

- 10 à 20 mètres de calcaires gréseux gris noir alternant avec les schistes noirs; les lits de schistes noirs diminuent de fréquence et d'épaisseur pour disparaître définitivement au sommet de la formation tandis que les calcaires gréseux deviennent microconglomératiques et appartiennent déjà à la base des conglomérats supérieurs.

Cependant, au lac d'Arcachet, les schistes noirs à quartzites verts montrent un passage latéral aux conglomérats bien développés dans la région proximale (fig.43). On a de bas en haut:

- 30 à 35 mètres de schistes noirs à bancs décimétriques de quartzites;
- 10 mètres de brèches micaschisteuses vert argent (Permien et socle cristallin régénérés) ("silicophylliteux" de Collart, 1973);
- 2 à 3 mètres de schistes noirs surmontés par les premiers bancs des conglomérats supérieurs.

Le "silicophylliteux" existe là où les conglomérats de base sont très polygéniques (lac d'Arcachet, Crêt du Rey); les apports détritiques issus du démantèlement d'un socle, très importants pendant le cycle des conglomérats de base, ont donc persisté localement pendant le dépôt des schistes noirs à quartzites verts.

Cependant, en Italie, les schistes noirs passent latéralement à des grès très puissants (90 mètres) à lits peu épais de schistes noirs (Antoine, 1971). Selon cet auteur, la source principale des sables était à cette époque localisée au Nord du bassin, contemporaine de la source méridionale.

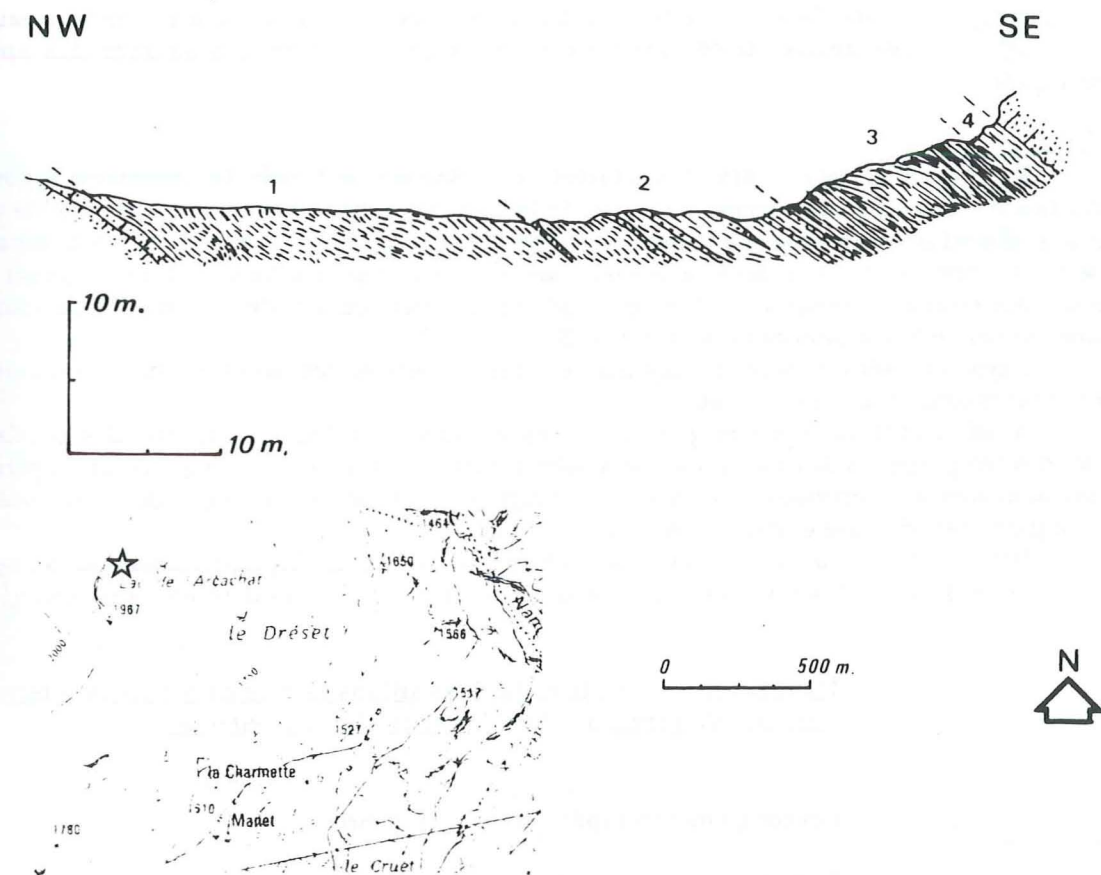


FIG. 43. Coupe de la "couche des Marmontains" au lac d'Arcachet (unité de Moûtiers externe).

on a de bas en haut:

- 20 mètres de schistes noirs reposant sans transition sur le dernier banc des conglomérats de base;
- 10 à 15 mètres de schistes noirs à bancs centimétriques à décimétriques de quartzites blancs à bruns, granoclassés, à grains millimétriques de quartz subarrondis dans un ciment quartzueux microcristallin à phyllites détritiques;
- 10 mètres de brèches micaschisteuses vert argent à très rares galets millimétriques de dolomies et de quartzites (Permien et socle cristallin régénérés) (silicophylliteux de Collart, 1973);
- 2 à 3 mètres de schistes noirs surmontés par les premiers bancs des conglomérats supérieurs.

3.3. Le cycle supérieur.

Dans la région proximale et sur les haut-fonds (unités de Crève-Tête, des schistes de la Bagnaz, de Hautecour et de Salins).

Les unités de Crève-Tête, de Hautecour et de Salins plus particulièrement, possèdent un puissant flysch ordonné en séquences sédimentaires positives de couleur gris noir formées de calcaires gréseux parfois microconglomératiques, en bancs décimétriques à la base, et évoluant vers des calcaires silteux à calcschisteux en bancs centimétriques et des schistes épais au sommet.

Des blocs de toute taille (métriques à hectométriques) sont emballés dans ce flysch. Ce sont en général des olistolithes de calcaires très recristallisés de type Siaix du Lias moyen, mais l'on rencontre également des blocs de calcaires spathiques noirs du Lias inférieur et des morceaux de socle cristallin. Ces unités étaient probablement les plus proches des sources des apports détritiques.

En revanche, dans l'unité des schistes de la Bagnaz, le flysch de Tarentaise repose en accordance sur les schistes permo-houillers de la Bagnaz; aucun ravinement n'est visible et les schistes ne sont jamais remaniés à la base du flysch. Celui-ci ne présente jamais de conglomérats de base mais simplement des calcaires beiges ou noirs, silteux à gréseux associés à des schistes ou à des calcschistes pouvant reposer sur le Permo-Houiller par l'intermédiaire de 1 à 2 mètres de dolomies brunes minéralisées (à oligiste et quartz) (pl.13, c).

Dans cette série flyschoidé, des lits de schistes verts et des bancs de microconglomérats sont présents uniquement au sommet.

Ainsi, tout laisse à penser que l'unité des schistes de la Bagnaz était exondée pendant le dépôt des conglomérats de base, des schistes noirs à quartzites verts et des conglomérats supérieurs, fournissant ainsi à ces époques le Permo-Houiller régénéré que l'on trouve en grande abondance dans les conglomérats de base et dans le "silicophylliteux".

Lors du dépôt du flysch, l'unité des schistes de la Bagnaz fut tardivement submergée et recevait ces sédiments flyschoides symptomatiques de la proximité des dernières aires exondées.

Dans la région distale et dans les sillons (unités de Moutiers interne, du Roignais-Versoyen, du Quermoz et de Moutiers externe).Les conglomérats supérieurs (50 à 80 mètres).

Dans toute la région distale, au sommet des schistes noirs à quartzites verts, des bancs centimétriques à décimétriques de microconglomérats calcaires noirs à éléments de calcaires ou de dolomies prédominants alternent avec des bancs décimétriques de calcaires gréseux à silteux, noirs, micacés; ces bancs sont souvent ordonnés en séquences sédimentaires positives d'épaisseur métrique (fig.44).

Les calcaires gréseux contiennent souvent des amas décimétriques de schistes noirs mais aussi des amas de schistes verts et des éléments de socle cristallin dans les sites méridionaux proches de la région proximale (unité du Quermoz, montagne de la Faverge); à ces endroits, le sommet de la formation contient de gros olistolithes métriques à décamétriques peu abondants formés de calcaires de type Villette du Lias moyen et exceptionnellement de quelques blocs de gneiss (unité du Quermoz, Passage du Bozon).

Dans l'unité de Moutiers interne en particulier, la formation des conglomérats supérieurs ne possède que des séquences gréseuses et il est alors très difficile de la distinguer du flysch s.s..

Les conglomérats supérieurs sont encore alimentés au Sud par des apports détritiques issus du démantèlement de socle mais de moins en moins conséquents vers le sommet de la formation.

Le flysch s.s. (800 à 1000 mètres).

Le flysch s.s. est une puissante formation monotone de calcaires gréseux, silteux, gris noir à patine beige, en bancs centimétriques à décimétriques séparés par des joints ou des horizons centimétriques schisteux ou calcschisteux noirs. Globalement, la clasticité diminue vers le haut de la formation.

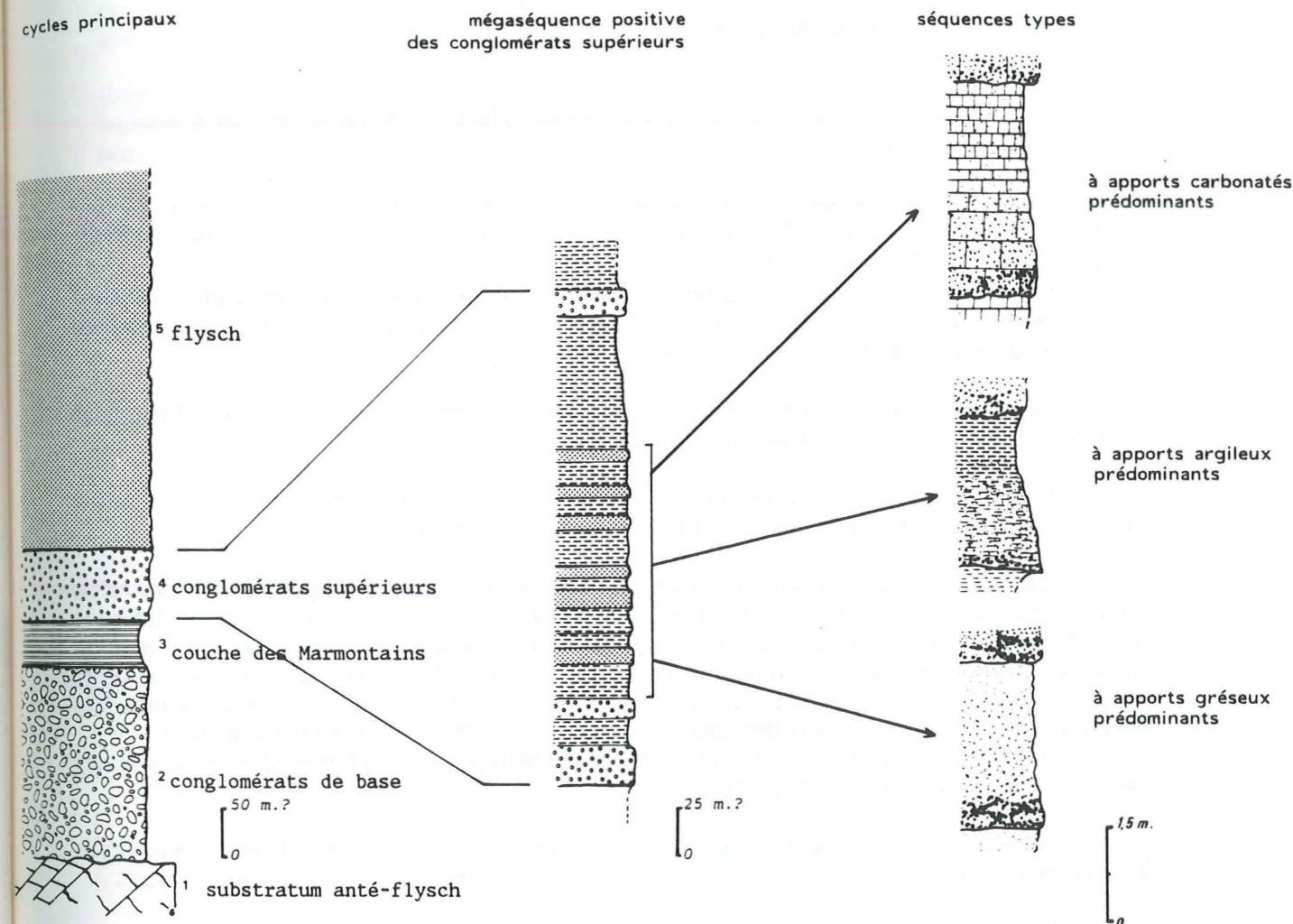


FIG.44. Colonnes stratigraphiques types des cycles majeurs, des mégaséquences sédimentaires et des séquences sédimentaires dans le flysch de Tarentaise.

Dans la formation des conglomérats supérieurs, on peut observer le plus souvent des bancs centimétriques à décimétriques de microconglomérats calcaires noirs à éléments de calcaires ou de dolomies prédominants alternant avec des bancs décimétriques de calcaires gréseux à silteux, noirs, micacés; ces bancs sont souvent ordonnés en séquences sédimentaires positives d'épaisseur métrique. Les faciès calcaréo-gréseux prédominent et les conglomérats sont toujours locaux.

Localement, dans l'unité de Moûtiers externe, certains bancs épais de 40 à 70 cm présentent un granoclassement; ils débutent par un microconglomérat calcaire puis évoluent vers des calcaires silteux noirs.

En revanche, dans l'unité de Moûtiers interne, le flysch ne renferme que des calcaires gréseux ou silteux.

On peut donc constater que les apports terrigènes de plus en plus fins possèdent toujours une origine méridionale.

3.4. Bilan de l'étude.

*Le problème de l'âge de la série détritique du flysch de Tarentaise.

La découverte de séries antéflyschs datées du Turono-Campanien (Antoine, 1965, 1971) permet de fixer indirectement un âge maximal post-Campanien pour le flysch de Tarentaise (§1^{ère} Partie, VI., 2.).

Par ailleurs, la première phase synschisteuse de la tectogenèse alpine est très probablement d'âge oligocène inférieur (§ 2^{ème} partie) et donne donc indirectement l'âge minimal de la série détritique du flysch de Tarentaise.

Jusqu'en 1955, tous les auteurs s'accordaient à considérer le flysch de Tarentaise contemporain du flysch priabonien des Aiguilles d'Arves.

Mais, la découverte de très rares microfaunes créacées tant en Italie qu'en France, a amené Barbier et Trümpy (1955) à reconsidérer l'âge du flysch de Tarentaise.

Cette nouvelle attribution est fondée sur l'âge des microfaunes supposées non remaniées; supposition que chacun s'efforça de prouver à chaque nouvelle découverte; ainsi en 1968, trois ans après la détermination de l'âge des séries antéflyschs (Turono-Campanien), Sodéro découvre quelques Orbitolines dans les conglomérats de base du flysch de Tarentaise; il attribue à ces conglomérats un âge Barrémo-Aptien en affirmant le non remaniement de ces microfaunes. Cet exemple illustre bien la précarité des datations basées sur de rares foraminifères remaniés.

Même si les microfaunes sont trouvées dans la matrice des conglomérats, elles ne peuvent pas donner l'âge du flysch de Tarentaise.

Les Orbitolines ou les Nummulites vivaient en population grégaire loin de tout milieu turbide; et le fait même d'en récolter quelques rares spécimens prouve que ceux-ci sont remaniés.

Pourquoi les restes paléontologiques sont-ils si rares?

Antoine (1971) a avancé deux hypothèses:

- le flysch de Tarentaise était azoïque à l'origine;
- le flysch de Tarentaise était fossilifère, mais les intenses recristallisations et les déformations importantes en domaine d'épizone ont oblitéré toute trace organique.

Si le premier point n'est pas démontré, le second point est largement illustré en comparant le degré de recristallisation entre les calcaires de type Siaix dans l'unité du Niélard (anchizone) et dans la zone des Brèches de Tarentaise (épizone) (§ 3^{ème} partie).

En définitive, le flysch de Tarentaise n'est pas daté avec précision, elle appartient à l'intervalle de temps entre le Campanien et l'Oligocène inférieur.

*Détermination des cycles détritiques et de la dynamique des dépôts.

*Dans la zone des Brèches de Tarentaise, nous distinguons une partie proximale méridionale proche de la source principale des apports détritiques grossiers et une partie distale septentrionale.

Par ailleurs, dans la partie proximale, une suite de haut-fonds et de sillons, actuellement allongés parallèlement à la zone, accidentaient le fond du bassin; les haut-fonds alimentaient localement en apports détritiques polygéniques les sillons voisins; ils ont été tardivement submergés en totalité avant le dépôt du flysch s.s. à l'exception probablement de l'unité des schistes de la Bagnaz (fig.45).

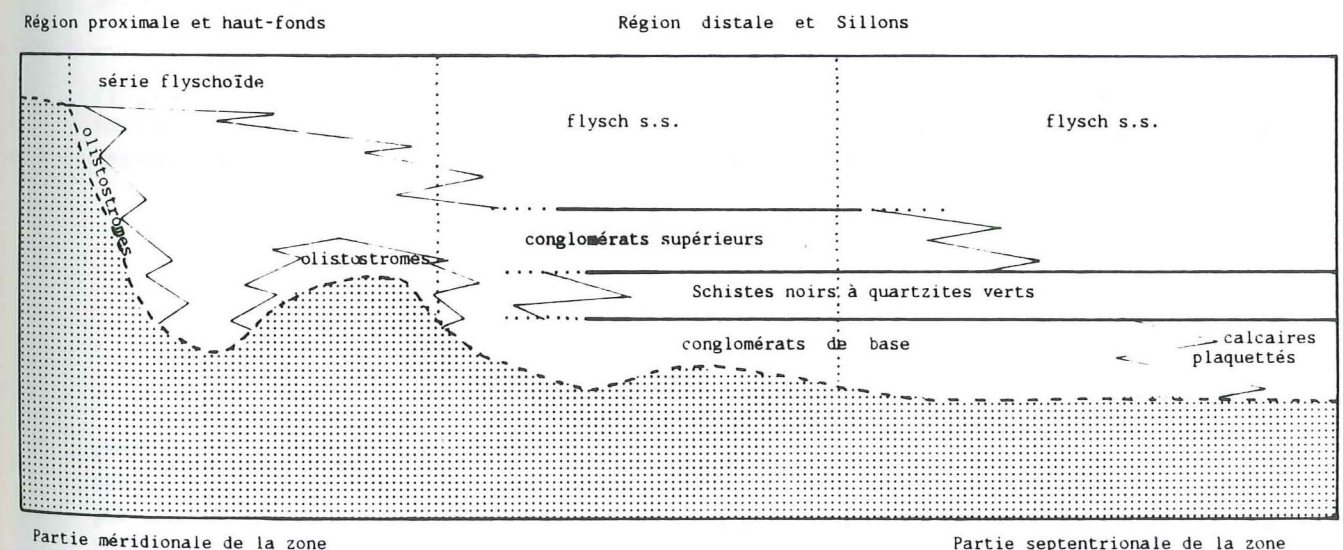


FIG. 45. Coupe générale montrant les passages latéraux de faciès dans le flysch de Tarentaise entre la région proximale et la région distale (sans échelle).

*Deux cycles positifs forment le flysch de Tarentaise.

- un cycle inférieur hyperdétritique débute par des conglomérats de base très polygéniques dans la partie proximale et sur les haut-fonds; dans les sillons les conglomérats de base de plus en plus calcaires et fins vers le Nord laissent place aux calcaires plaquettés (Antoine, 1971).

Ce cycle s'achève avec le dépôt des schistes noirs à quartzites verts dans la partie distale et dans les sillons; à cette époque, une source détritique secondaire septentrionale alimentait en sables le bassin; en revanche, dans la partie proximale et sur les haut-fonds, les conglomérats de base passent stratigraphiquement à un flysch à olistolithes.

Au début du cycle, le bassin, de morphologie complexe, était bordé de terres aux reliefs vigoureux (principalement au Sud) qui fournissaient des conglomérats grossiers et des olistolithes de pied de faille active; à la fin du cycle, la plupart des haut-fonds étaient submergés et le relief des terres encore émergées devenait modeste, de moins en moins en proie à l'érosion; le dépocentre du bassin était situé en Italie et en Suisse;

- un cycle supérieur débute par une courte reprise de l'érosion dans la partie proximale; cette érosion engendre le dépôt des conglomérats supérieurs qui passent latéralement au flysch s.s. vers le Nord dans la partie distale; la série détritique se termine par le flysch s.s. dans la partie distale tandis que la partie proximale est encore le siège d'une sédimentation de type flysch à olistolithes;

A la fin du cycle supérieur, le flysch s'accumule dans un large bassin, **uniformément** subsident, bordé de terres arasées et tectoniquement calmes.

VIII. CONCLUSION DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE.

L'analyse stratigraphique a permis d'apporter de nouveaux repères biostratigraphiques principalement dans la zone des brèches de Tarentaise. Ainsi les calcaires de type Villette sont précisément datés du Pliensbachien et le passage latéral aux calcaires de type Siaix est démontré.

Les nouvelles précisions d'ordre stratigraphique et sédimentologique nous ont amenés à proposer les premières reconstitutions paléogéographiques comparées entre la zone dauphinoise et les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise. Elles donnent une nouvelle vue globale des relations entre le môle vindélicien et la mer alpine au Trias, entre le bassin dauphinois et la marge occidentale du môle briançonnais au Jurassique et au Crétacé.

A la lumière de ces nouvelles données, une analyse séquentielle régionale est tentée dans le bassin et sur la plate-forme du môle briançonnais (fig.46) puis comparée à celle de l'avant pays occidental (fig.47); dans l'ensemble du domaine étudié, nous décrivons ainsi trois séquences stratigraphiques majeures séparées dans le bassin par des discontinuités stratigraphiques concordantes et par des surfaces de ravinement complexes sur la plate-forme. Les deux séquences stratigraphiques majeures du Crétacé ne sont citées que pour mémoire étant très mal représentées dans le zone d'étude.

SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DE L'HETTANGIEN- AALENIEN.

*dans le bassin dauphinois, cette première séquence stratigraphique transgressive est formée d'une puissante série argileuse ou marneuse dans les régions éloignées (nappe de Roselette) des blocs basculés tels ceux du Mont Blanc ou du Rocherey dans la zone delphinohelvétique interne. Cette série compréhensive a enregistré des conditions bathyales anoxiques temporaires mais à vaste extension paléogéographique dans le bassin (et sur les plate-forme pendant les crises anoxiques les plus marquées) (Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien p.p. et Aalénien);

*sur la plate-forme, la séquence stratigraphique est localement incomplète par suite de l'importante érosion à la limite Sinémurien-Pliensbachien sur des hauts de blocs basculés et les formations sont localement condensées; nous définissons ainsi trois séquences stratigraphiques mineures séparées par des discontinuités régionales (surfaces de ravinement):

-séquence mineure du Lias inférieur;

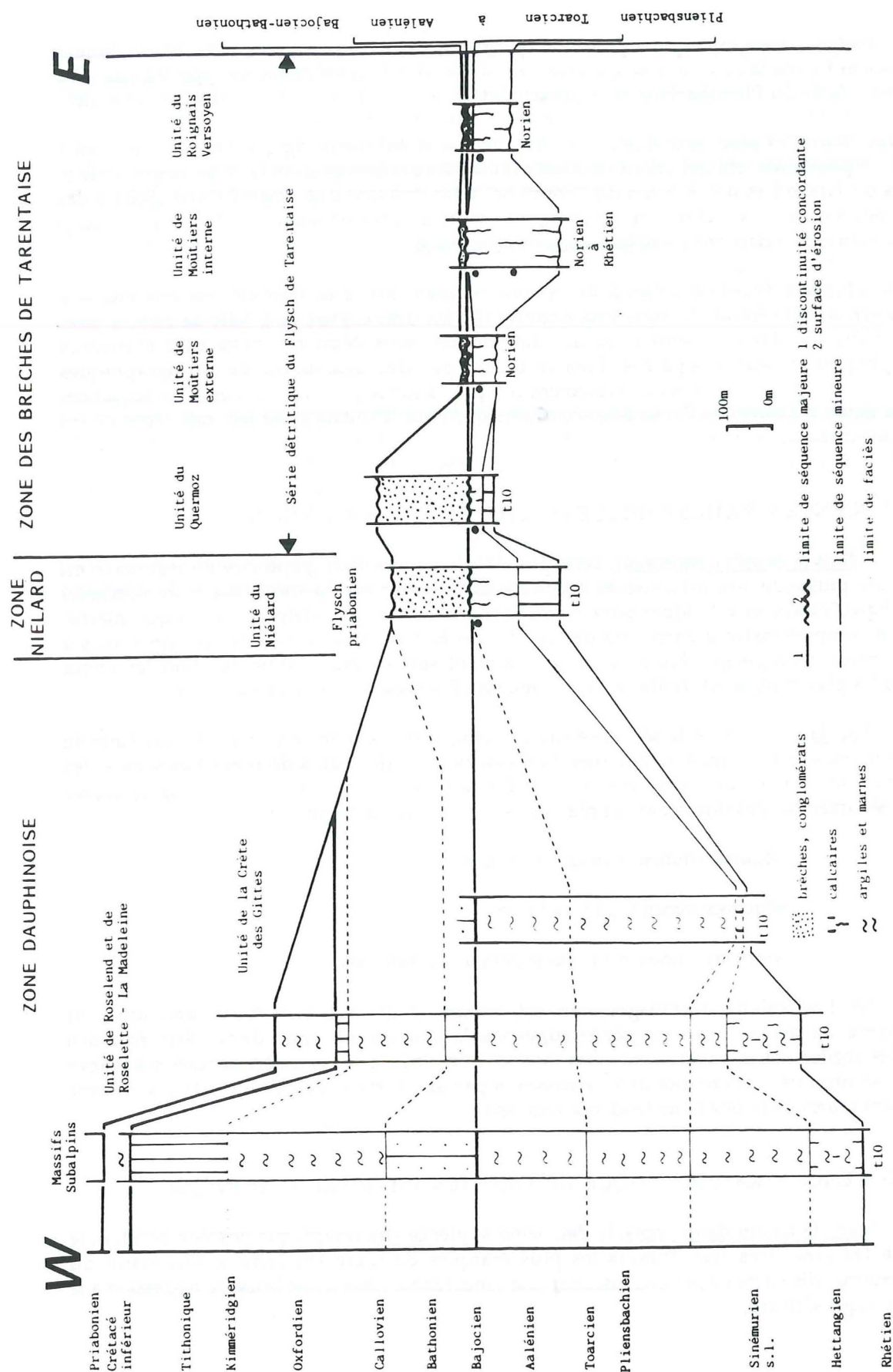
-séquence mineure du Lias moyen;

-séquence mineure du Lias supérieur ? à Aalénien;

*A l'Aalénien, la transgression est maximale et la masse d'eau anoxique est prédominante (la masse d'eau oxygénée superficielle à faune nectique devait être fort peu épaisse), les argiles noires envahissent alors tous les domaines; cette première séquence s'achève par une discontinuité concordante dans le bassin et par une surface d'érosion sur la plate-forme matérialisant toutes deux une nette tendance régressive;

SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DU BAJOCIEN INFÉRIEUR-TITHONIQUE.

*dans le bassin dauphinois, la deuxième séquence stratigraphique possède pendant le Tithonique les caractères transgressifs les plus marqués de toute l'histoire sédimentaire du domaine externe; elle s'achève par une discontinuité concordante issue d'une brusque régression à la limite Jurassique-Crétacé;



(les rares dépôts du Crétacé inférieur n'ont pas été représentés dans la zone des Brèches de Tarentaise)

FIG. 46. Essai de stratigraphie séquentielle entre la zone dauphinoise et la zone des Brèches de Tarentaise sur une transversale Est-Ouest passant au Sud du massif du Mont-Blanc.

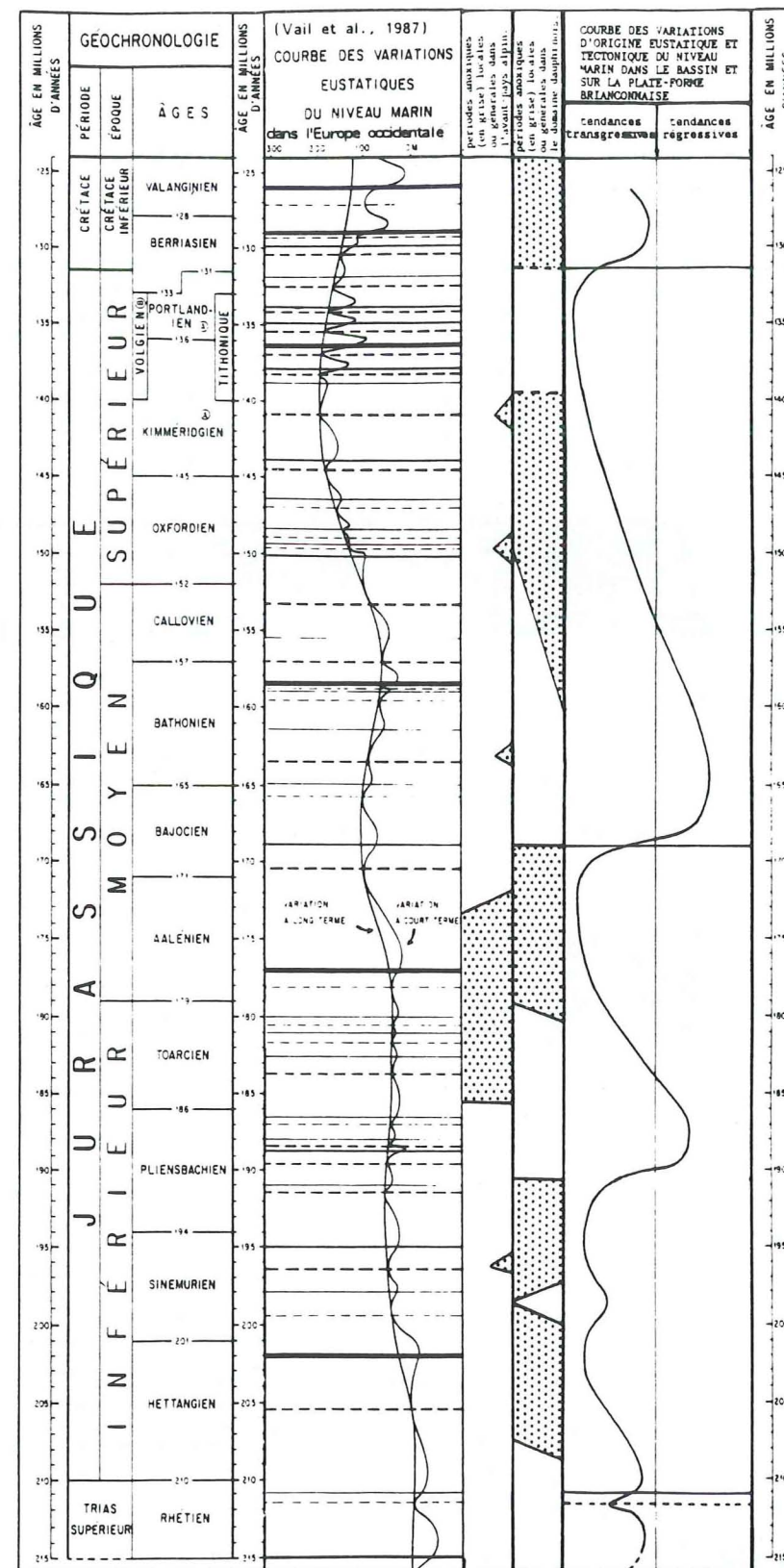


FIG. 47. Comparaison entre les courbes des variations eustatiques du niveau marin dans l'Europe occidentale (Vail et al., 1987) et la courbe relative des variations régionales du niveau marin dans le bassin dauphinois (sans échelle). L'établissement des périodes anoxiques dans l'avant-pays alpin a été réalisé à partir des données de Debrand-Passard et al., 1984).

Les comparaisons appellent deux remarques:

- on trouve globalement l'influence des variations eustatiques générales dans le domaine dauphinois sur laquelle se surimposent les influences locales des événements tectoniques liés à la distention dans la paléomarge de l'océan téthysien;
- les grandes crises anoxiques qui affectent partiellement l'avant-pays alpin sont contemporaines de celles du domaine dauphinois (au Sinémurien, à la limite Lias-Dogger, à l'Oxfordien et au Kimméridgien); les crises mineures sont présentes seulement dans les régions subsidentes comme le domaine dauphinois (Hettangien et Néocomien).

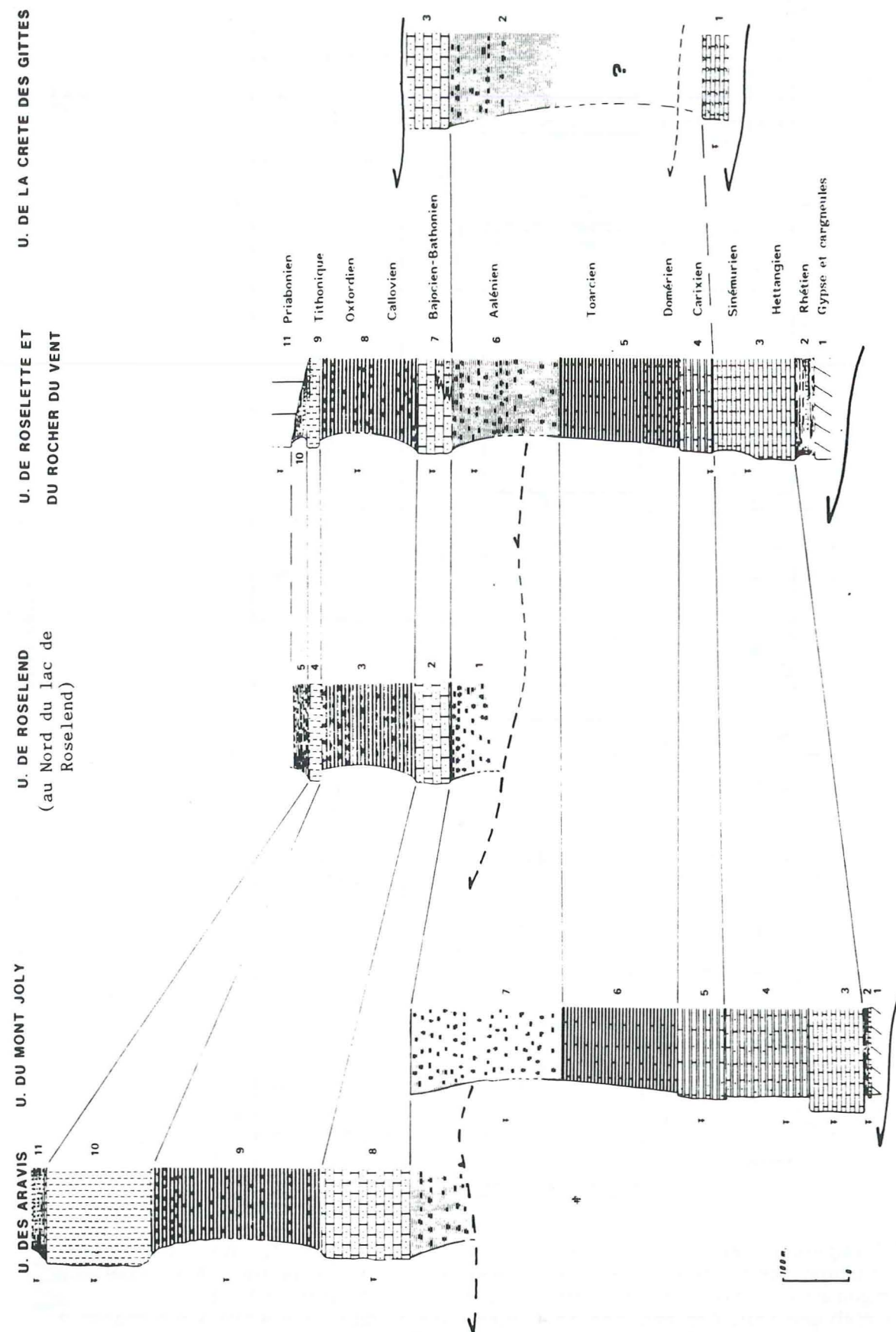


FIG. 48. Colonnes stratigraphiques synthétiques des différentes unités des zones delphinohelvétiques externes et internes le long d'une transversale Aravis-Beaufortin.

Le long de cette transversale, il n'existe aucune preuve de la présence d'une unité à série mésozoïque adhérente de type Rocheray ou Mont-Blanc et par conséquent seules les unités affleurantes sont représentées.

Les points noirs représentent les nodules silicoalumineux dans les schistes noirs aaléniens et dans les schistes noirs callovo-oxfordiens.

UNITE DES ARAVIS (d'après la carte 50000^{ème} B.R.G.M. SAINT GERVAIS)

- 7: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 8: calcaires gréseux à patine jaune beige (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 9: calcschistes gris à nodules calcaires et schistes noirs à nodules silicoalumineux à la base puis calcaires marneux et calcschistes gris à nodules calcaires vers le sommet (Callovo-Oxfordien);
- 10: calcaires sublithographiques gris à horizons calcschisteux (Tithonique);
- 11: calcaires et marnes noires (Bériasien p.p.);

UNITE DU MONT JOLY (d'après la carte 50000^{ème} B.R.G.M. SAINT GERVAIS et Triboulet, (1980))

- 1: dolomies beiges bréchifiées (Keuper);
- 2: grès bruns et calcschistes bioclastiques (Rhétien);
- 3: calcaires massifs à interbancs marneux (Hettangien);
- 4: calcaires et calcschistes gris silteux, à entroques (Sinémurien);
- 5: calcschistes noirs et calcschistes gris roux à entroques (Carixien);
- 6: calcschistes gris roux à entroques à la base, schistes et calcschistes noirs à gris brun (Domérien-Toarcien);
- 7: schistes noirs à nodules (Aalénien);

UNITE DE ROSELEND (d'après Triboulet, modifié)

- 1: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 2: calcaires gréseux à patine jaune beige (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 3: calcschistes gris à nodules calcaires et schistes noirs à nodules silicoalumineux à la base puis calcaires marneux et calcschistes gris à nodules calcaires vers le sommet (Callovo-Oxfordien);
- 4: calcaires fins gris bleutés en plaquettes (Tithonique);
- 5: schistes et calcschistes noirs (Crétacé inférieur);

UNITE DE ROSELETTE ET DU ROCHER DU VENT

- 1: dolomies beiges bréchifiées (Keuper);
- 2: pélites et dolomies beiges, grès bruns et calcschistes bioclastiques (Rhétien);
- 3: calcaires massifs à interbancs marneux (Hettangien) puis calcschistes noirs (Sinémurien);
- 4: calcschistes noirs et calcschistes gris roux à entroques (Carixien);
- 5: calcschistes parfois à entroques à la base et schistes noirs à gris brun (Domérien-Toarcien);
- 6: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 7: calcaires gréseux à patine jaune beige et à niveaux microconglomératiques (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.);
- 8: calcschistes gris à nodules calcaires et schistes noirs à nodules silicoalumineux à la base puis calcaires marneux et calcschistes gris à nodules calcaires vers le sommet (Callovo-Oxfordien);
- 9: calcaires fins gris bleutés en plaquettes (Tithonique);
- 10: schistes et calcschistes noirs (Crétacé inférieur?);
- 11: calcaires noirs et calcschistes à petites Nummulites (Priabonien);

UNITE DE LA CRETE DES GITES

- 1: calcaires à entroques (Sinémurien);
- 2: schistes noirs à nodules (Aalénien);
- 3: calcaires gréseux à patine jaune beige (Bajocien-Bathonien-Callovien p.p.).

*sur la plate-forme, la deuxième séquence est très incomplète par suite de troncature sommitale acquise lors des séquences postérieures; la morphologie de la discontinuité de base (discordance cartographique ou angulaire) et l'agencement des corps bréchiques du Bajocien-Bathonien semblent caractéristiques de dépôts de bassin en pull-apart fortement subsidés localisés dans un accident à jeu transcurrent, transverse à la marge paléoeuropéenne de l'océan téthysien; ces formations bréchiques datées du Bathonien dans la zone du Niélard sont ainsi replacées pour la première fois dans le modèle paléogéographique de la marge; elles ne sont pas comparables aux dépôts détritiques concordants de pied de failles listriques que l'on rencontre dans la zone subbriançonnaise et qui sont datés par ailleurs de l'Oxfordien.

SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DU CRETACE INFERIEUR.

Cette troisième séquence est présente seulement dans la zone dauphinoise et plus particulièrement dans les massifs subalpins; elle n'a donc pas fait l'objet d'étude dans ce présent travail.

SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DU CRETACE SUPERIEUR.

Comme la précédente, cette séquence n'apparaît pas en arrière des massifs subalpins dans le domaine externe; dans la zone des Brèches de Tarentaise, les dépôts trop ponctuels rapportés à cette séquence ne peuvent pas actuellement être intégrés dans un modèle paléogéographique global.

SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE PRIABONIENNE.

Cette dernière séquence débute par une très importante transgression reposant sur une surface d'érosion majeure dans toutes les zones; les dépôts préorogéniques sont entièrement conditionnés par les premiers événements tectoniques alpins à la limite des domaines externe et interne dans les Alpes Nord-occidentales.

Ainsi, les nouvelles données stratigraphiques (fig.48, 49) et les premières interprétations nous ont permis de déterminer les séquences stratigraphiques majeures communes au bassin et à la plate-forme occidentale du môle briançonnais au Mésozoïque; cependant, l'âge des brèches du Quermoz et surtout l'âge du flysch de Tarentaise restent indéfinis; les implications paléogéographiques sont fondamentales;

- à quel âge débute la sédimentation préorogénique, symptomatique des premiers raccourcissements internes de la paléomarge européenne de l'océan téthysien?
- existe-t-il plusieurs bassins de flyschs et quels sont leur morphologie et leur genèse?

L'étude stratigraphique n'a pas pu satisfaire à ces questions; de nouveaux outils que l'on se propose d'utiliser doivent aider à trouver les réponses (§ 3^{ème} partie).

Par ailleurs, l'étude stratigraphique séquentielle, difficile à établir à la suite de la forte tectonisation régionale, pourrait être mieux interprétée puis intégrée dans un schéma paléogéographique général si les positions originelles de chaque unités étaient retrouvées; pour cela, établir l'histoire des déformations et évaluer les déplacements relatifs de chaque zone sont le deuxième objectif de recherche (§ 2^{ème} partie).

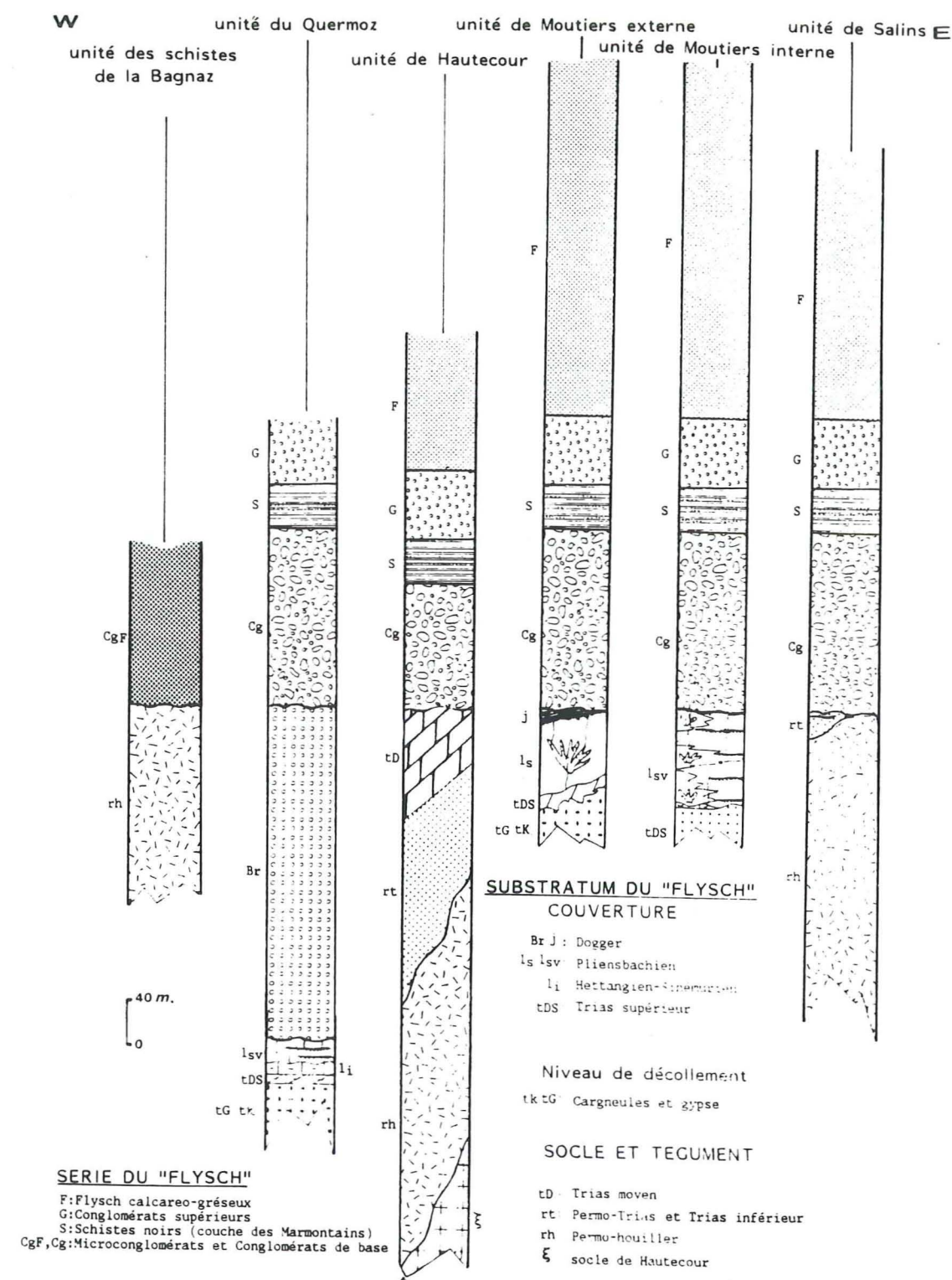


FIG. 49. Colonne lithostratigraphique synthétique des unités de la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère.

2ème PARTIE

**TECTONIQUE
COMPAREE ENTRE LE
DOMAINE DAUPHINOIS ET
LE DOMAINE PENNIQUE
EXTERNE**

ANALYSE TECTONIQUE COMPAREE ENTRE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE ET LA ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE

I. INTRODUCTION.

Les histoires tectoniques dans chaque zone de part et d'autre du front pennique sont comparées afin d'estimer l'importance des chevauchements et de retrouver en partie les positions paléogéographiques relatives de chaque zone avant les événements tangentiels.

En Tarentaise, la zone delphinohelvétique interne appartenant au domaine dauphinois est séparée de la zone des Brèches de Tarentaise à affinité briançonnaise par le front pennique; ce dernier, défini par Moret et Gignoux (1934), limite ici des zones issues de domaines isopiques mésozoïques différents; en revanche, plus au Sud, le front pennique sépare la zone dauphinoise de la zone subbriançonnaise qui appartenaient toutes deux pendant le Mésozoïque au domaine isopique dauphinois. Le front pennique, oblique aux limites paléogéographiques mésozoïques, possède donc de toute évidence plusieurs significations.

Parallèlement à l'étude des mégastructures, une analyse microstructurale a été entreprise pour tenter de construire une chronologie relative et comparée des divers événements tectoniques en tentant de les replacer dans les paléochamps de contrainte successifs.

* Dans la zone dauphinoise, au Nord du lac de Roselend l'analyse des mégastructures (Paréjas, 1925; Landry, 1976; Triboulet, 1980; Eltchaninoff, 1980) et celle des microstructures (Pijolat, 1978; Ayrton, 1980; Gourlay, 1984) ont mis en évidence la substitution de la couverture du Rameau interne de Belledonne par la nappe de Roselette, l'unité du Mont-Blanc avec sa couverture mésozoïque adhérente apparaissant en fenêtre.

En revanche, au Sud de l'Arc, l'analyse structurale (Gratier et *al.*, 1973; Vialon, 1974; Tricart, 1980; Tricart et *al.*, 1980) semble montrer que la partie occidentale de la zone delphinohelvétique interne formerait la couverture du massif cristallin de Belledonne. La transition entre ces deux configurations tectoniques dissemblables est localisée entre le col de la Madeleine et le lac de Roselend.

La couverture en arrière du Rameau interne de Belledonne a des faciès homogènes et constants regroupant donc des unités structurales d'une même zone isopique définie par ses termes jurassiques. Ainsi, les différentes unités sont issues d'une même série stratigraphique clivée et diverticulée (fig. 48).

* Dans la zone des Brèches de Tarentaise, chaque unité est définie par sa succession stratigraphique (§2^{ème} partie) et elle est limitée par de grands accidents fortement pentés vers l'Est.

Si une étude microtectonique complète a été réalisée aux confins de la zone des Brèches de Tarentaise en France (Lancelot, 1979) et dans la région de Moûtiers en Tarentaise (Lu Chia Yu, 1986), l'étude comparée avec la zone externe restait à réaliser.

* Dans la région étudiée, plusieurs périodes de déformations avec différents styles tectoniques associés sont issues de tectoniques superposées. Trois périodes se sont succédées et sont classées ici dans l'ordre rétrotectonique;

* Une période postschisteuse constituée de quatre épisodes classés dans l'ordre rétrotectonique et qui affectent l'ensemble des zones:

- une fracturation et des bombements tardifs;
- une structuration à vergence est;
- des décrochements sénestres et des fentes d'extension;
- des décrochements dextres et des fentes d'extension;

*Une période synschisteuse formée de trois épisodes classés dans l'ordre rétrotectonique:

- avec des déformations affectant toutes les zones,
 - une déformation de crénulation (S_3, P_3);
 - une déformation plicative serrée (S_2, P_2);
- avec une déformation n'existant que dans la zone des Brèches de Tarentaise,
 - une déformation plicative serrée (S_1, P_1);

*Une période anteschisteuse montrant des déformations variées affectant les substratums antéflyschs.

II. LA PERIODE POSTSCHISTEUSE.

Plusieurs déformations postschisteuses se sont succédées. Les structures n'étant pas ubiquistes, leur chronologie est difficile à établir; cependant, la succession des épisodes postschisteux corrélée avec celles des régions voisines peut être proposée.

1. La fracturation et les bombements tardifs.

L'étude des alignements morphostructuraux et hydrographiques par la méthode de la photo-interprétation des prises de vue aériennes de l'I.G.N. a permis d'établir une carte des alignements (fig.50) complétée par la construction d'une rosace de fréquence (fig.51). Elle révèle quatre orientations principales classées par ordre décroissant de fréquence et d'amplitude:

-1 la famille d'alignements N 30°-40° correspondant en grande partie aux grands accidents synschisteux et aux fractures très tardives (§III.).

Ces fractures N 30°-40° guident les mouvements épirogéniques positifs des massifs cristallins externes (Levallois, 1972); ces derniers sont encadrés de mouvements négatifs dans le sillon subalpin (bassin d'Albertville) et dans le Beaufortin depuis au moins le Quaternaire ancien (Nicoud, communication orale) et jusqu'à l'Actuel (Fourniguet, 1977).

En effet, une activité tectonique actuelle se manifeste dans un couloir sismique le long de la bordure orientale du Rameau interne de Belledonne (Rothé, 1942) mais aussi dans le Rameau externe (Bordet, 1970) avec des failles inverses orientées NE-SW qui recoupent toutes les formations quaternaires. A partir d'une étude des mécanismes au foyer, Fréchet (1978) donne une direction de contrainte maximale ENE-WSW tandis que Grillot et Dazy (1981-1982, 1983) soulignent la cohérence de la répartition des sources thermales de la région par rapport aux failles à jeu normal apparent, en étroite relation avec la sismicité actuelle (Weber *et al.*, 1980).

-2 la famille d'alignements N 120°-140° influençant particulièrement le réseau hydrographique des affluents de la rive droite de l'Isère en amont de Moûtiers en Tarentaise et le profil de cette vallée en aval de cette ville, correspondant également à des fractures et des bombements tardifs.

Ces fractures N 120°-140°, associées à des bombements de même orientation, ont engendré l'ensellement des nappes du Mont Joly d'une part et les dômes transverses dans la zone des Brèches de Tarentaise d'autre part (Schoeller 1930).

Il est important de noter que Fricker (1960) a relevé un mouvement décrochant dextre le long de ces fractures en arrière du massif du Mont Blanc.

-3 la famille d'alignements N 90° représentée uniquement dans le massif cristallin de Belledonne (fig.52); il s'agit probablement d'une ancienne fracturation paléozoïque réactivée (§ 2.3.).

En conclusion, l'état de la contrainte maximale actuelle ENE-WSW intègre bien les rejeux récents (décrochevauchements dextres?) de la famille N 30°-40° associée aux fractures antithétiques N 120°-140° et aux bombements de même orientation.

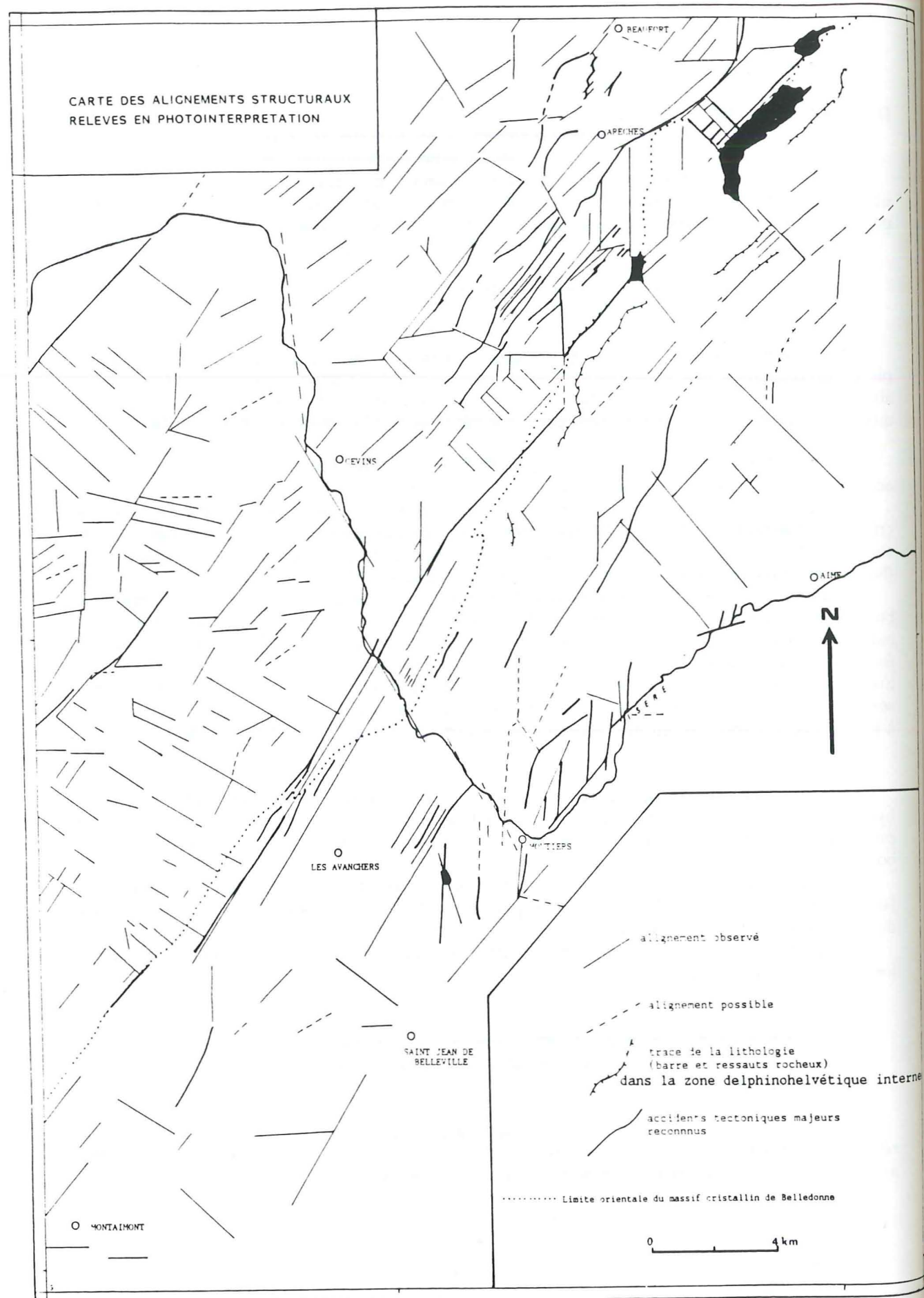


FIG. 50. Carte des alignements structuraux relevés en photointerprétation.

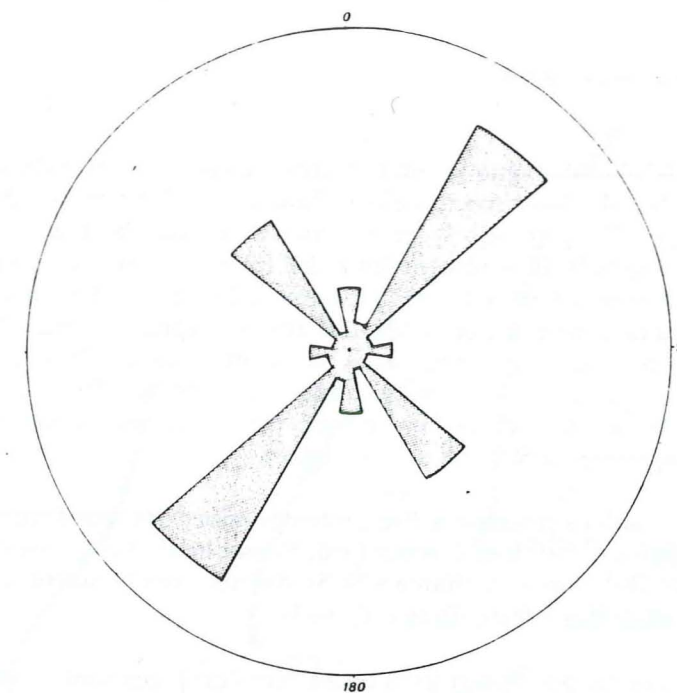


FIG. 51. Rosace de fréquence des alignements structuraux relevés en photointerprétation (le rayon de la rosace représente 200 mesures).

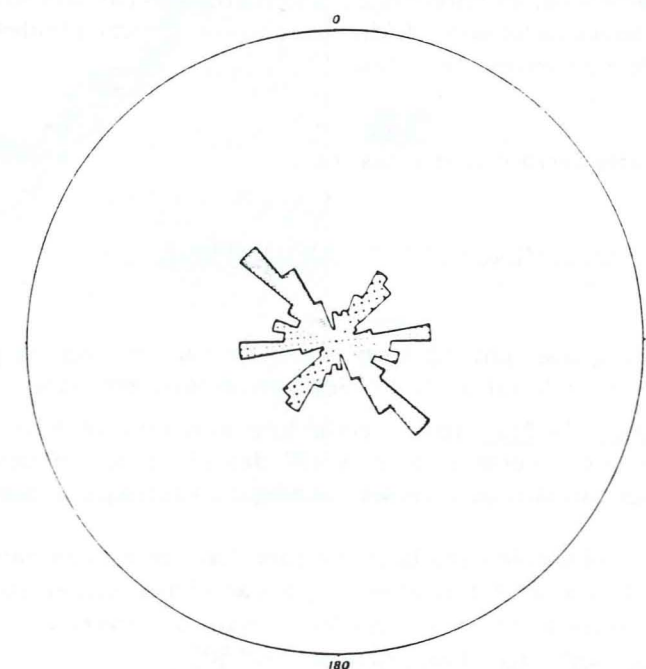


FIG. 52. Rosace de fréquence de la fracturation du socle cristallin de Belledonne et de son tégument dans la région d'Arêches (600 mesures);

- fracturation moyenne N 45 dans le tégument et rejeux d'accidents anciens dans le socle cristallin pendant les deux phases synschisteuses, puis rejeux multiples lors des différentes phases postschisteuses;
- ouvertures des fractures N 110 dans le tégument et réouvertures d'anciens accidents N 90-100 dans le socle cristallin pendant les phases postschisteuses;
- fracturation moyenne N 130 .

2. Les structures à vergence est.

Dans la zone delphinohelvétique interne, très localement (piste du chalet de Treicol, à proximité de la barre de calcaires tithoniques du flanc oriental du massif de la Roche Parstire $x:932,70$; $y:2084,64$; $z:1710$; coordonnées kilométriques Lambert zone II), des microplis centimétriques déversés vers le SE sont associés à des fractures ouvertes de plan axial (60° NW 10°); ces microplis déforment toutes les schistosités et les fentes d'extension antérieures; ils traduisent un dernier jeu tangentiel régional de faible ampleur apparente mais à **vergence ouest**.

Ce dernier jeu a provoqué également, dans l'accident du col du Pré (fig.64) et sur la bordure orientale du Rameau interne de Belledonne (planche 2, coupes M à P), le rétrodéversement des méga et microstructures synschisteuses anciennes, originellement à vergence est, montrant actuellement un pendage de 60° à 80° vers le NW (fig.60).

Toutes ces déformations pourraient être contemporaines des rétroécaillages post-oligocènes soupçonnés dans les chaînes subalpines (Rosset, 1968, Rosset et al., 1971, Sawatzki, 1975) et le long du rebord occidental de Belledonne (Carfantan, 1975), décrits dans le massif des Aiguilles Rouges (Obert, 1986) et dans l'unité des Albies (Bravard, 1983).

En conclusion, ces rétroderversements et ces rétroécaillages sont compatibles à un même régime compressif, orienté globalement **Est-Ouest**.

3. Les jeux décrochants sénestres et les fentes de tension méridiennes.

Les rétroderversements et les rétroécaillages sont précédés par des structures décrochantes sénestres associées à des fentes de tension méridiennes pouvant s'inscrire toutes deux dans un même régime compressif orienté globalement Nord-Sud.

3.1. Les structures décrochantes sénestres.

DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE.

Une linéation de glissement est bien exprimée sur les anciens plans de schistosité pénétrative (pitch 20° à 30° SW sur S_2 N 40° SE), principalement dans la région de Doucy-le Meiller (unité de Roselette-la Madeleine); cette linéation montre toujours une translation décrochevauchante sénestre inverse vers le NNW des plans supérieurs quelle que soit sa localisation dans les flancs normaux ou inverses des mégastructures plicatives antérieures.

Cette déformation observée dans la couverture décollée est compatible et probablement contemporaine aux jeux décrochants dextres le long des accidents occidentaux du massif du Mont Blanc (Landry, 1976), dans les accidents intrasocles du Rameau interne (fig.9) et dans les massifs subalpins (Vialon, 1974; Robert, 1976), tous orientés N 40° - 50° .

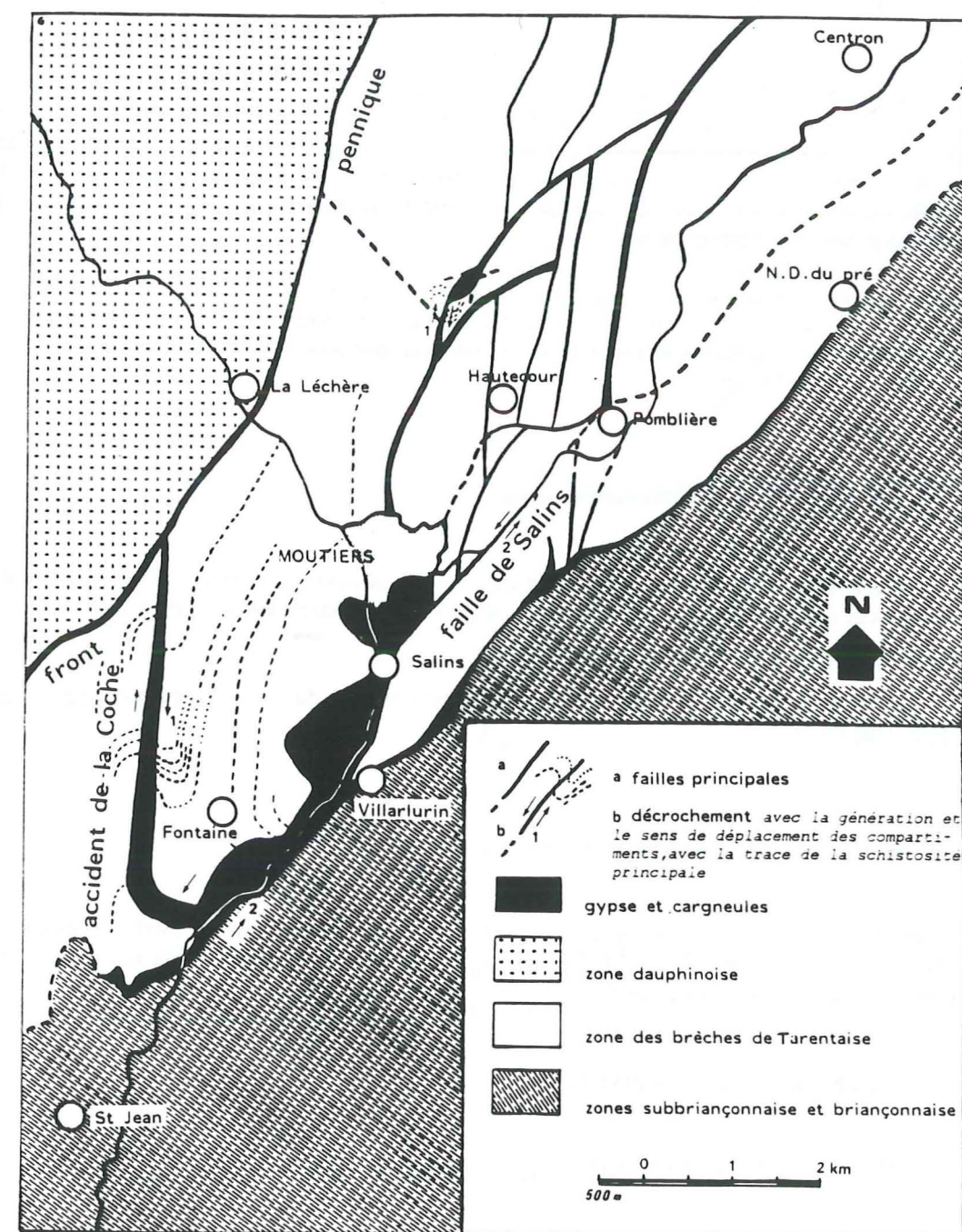


FIG. 53. Schéma structural de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Moûtiers en Tarentaise (d'après Lu Chia YU (1980), modifié et complété par les nouvelles données).

DANS LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE.

Dans la terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise, au contact de la faille de Salins, l'accident subvertical de la Coche, séparant l'unité de Crève-Tête de l'unité du Quermoz, présente une forte déviation de sa direction en dessinant un crochon hectométrique (fig.53). Nous pensons qu'une composante décrochante sénestre le long de la faille de Salins est responsable de cette torsion, de l'ouverture et du remplissage considérable de l'accident de la Coche par du gypse et des cargneules.

Par ailleurs, ce jeu décrochant sénestre a été également décrit au NE de Moûtiers en Tarentaise par Lu Chia Yu (1986) sur cette même faille. Il pourrait être contemporain de la composante décrochevauchante sénestre tardive observée par Andrieux et Lancelot (1980) dans la région de Bourg Saint Maurice.

3.2. Les fentes de tension méridiennes.

Dans toutes les zones, des fentes de tension tardives de direction méridiennes sont compatibles avec les déformations décrochantes sénestres précédemment décrites.

En conclusion, toutes ces déformations semblent s'inscrire dans un régime compressif orienté NNW-SSE (fig.73-3).

4. Les décrochements dextres et les fentes de tension N 90°-110°.

Les décrochements sénestres sont précédés par des décrochements dextres associés à des fentes de tension orientées N 90°-110° pouvant s'inscrire toutes deux dans un même régime compressif orienté globalement Est-Ouest.

4.1. Les décrochements dextres.

DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE.

Dans la région de Celliers, les schistosités S_2 et S_3 de direction générale NE-SW sont réorientées N-S parallèlement à une série de trois plis en échelon à coeurs de Rhétien, reprenant les anciennes mégastructures plicatives P_2 . Ces déformations sont localisées dans un couloir de largeur kilométrique entre la bordure du Rameau interne de Belledonne et le pli faillé de Doucy-Quarante Planes (fig.54).

A cet endroit, l'accident de la Grande Maison d'orientation N40° rejoint le bord oriental du Rameau interne de Belledonne, localement oblique à la direction générale des grandes structures régionales N 40°. Ces déformations révèlent un rejeu dextre de ces accidents pouvant s'inscrire dans un régime compressif global E-W.

Il convient de rappeler que ce jeu décrochant dextre a été relevé également dans l'accident de Chamonix (Gourlay, 1984) et dans le massif du Pelvoux (Gidon et al., 1976; Gidon, 1979).

DANS LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE.

La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise est largement découpée par de grandes failles subverticales N 0°-10° séparant l'unité de Crève-Tête de l'unité du Quermoz et en partie celle de Hautecour notamment.

Le long de ces accidents subméridiens, particulièrement en bordure de ceux de la Coche (fig.55) et du Breuil (commune de Hautecour), il est possible d'observer des plis à axes subverticaux tordant toutes les schistosités anciennes (fig.53). Ainsi, ces déformations semblent appartenir à un jeu décrochant dextre pouvant s'inscrire dans un régime compressif global E-W.

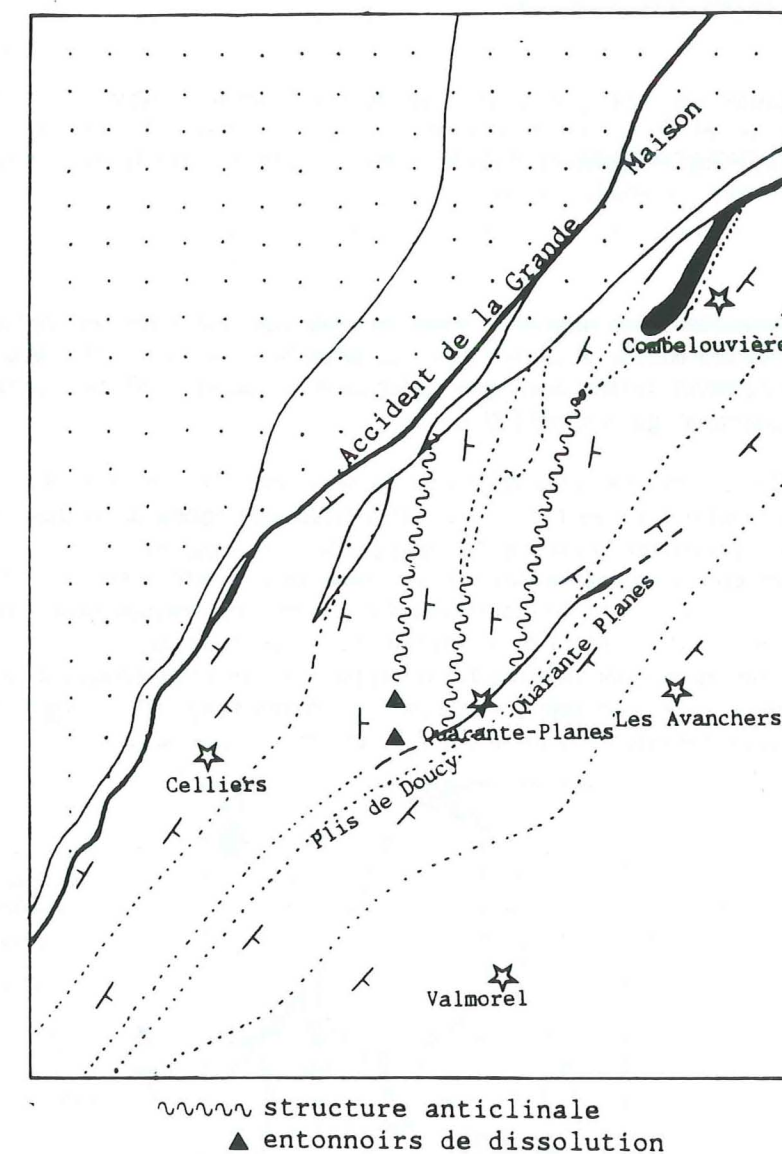


FIG. 54. Schéma structural de la région de Combélouvière-Valmorel (rive gauche de l'Isère).

Il est très important de remarquer que l'accident de la Coche ne décale pas le front pennique. Ce jeu décrochant dextre est donc probablement antérieur aux derniers jeux cisailants du front pennique qui par ailleurs est souvent oblique aux mégastructures plicatives plus anciennes; nous en voulons pour preuve que les unités orientales de la zone delphinohelvétique interne (unité de la Crête des Gittes et écaïlles du Gollet) et leurs structures plicatives sont tronquées par le front pennique (§Planche 1, carte géologique). De plus, la base des unités directement en arrière du front pennique est souvent rabotée (unité du Niélard) (fig.35). Par conséquent, le front pennique, dans sa configuration actuelle, est un accident très tardif postérieur au jeu décrochant dextre des accidents subméridiens.

4.2. Les fentes de tension N 90°-110°.

Dans toutes les zones, de nombreuses fentes de tension subverticales bien réglées, de largeur centimétrique (pl.16, c), orientées N 90°-110° se surimposent à tous les objets tectoniques synschisteux plus anciens; localement, dans le socle cristallin de Belledonne, de grandes fractures ouvertes N 90°-110° sont remplies de quartz (les Rognoux, Combordin...).

En conclusion, les failles subméridiennes observées dans la zone des Brèches de Tarentaise semblent représenter des Riedels R du réseau d'accidents N 30°-40° décrochants dextres (fractures D); tous ces décrochements dextres ainsi que les fentes de tensions N 90°-110° s'inscrivent dans un régime de raccourcissement globalement W-E.

Certains de ces mouvements décrochants semblent être antérieurs aux derniers jeux cisailants du front pennique; les failles verticales subméridiennes de la zone des Brèches de Tarentaise sont ainsi probablement des accidents hérités et transportés.

Ces mouvements décrochants dextres sont associés au dernier épisode synschisteux selon Gratier et al. (1973); en revanche pour Gourlay et Ricou (1983), ces mêmes mouvements évolueraient à partir des derniers épisodes synschisteux et seraient donc postérieurs.

Il semble que ces jeux décrochants dextres appartiennent à une époque de transition entre la période synschisteuse dominée par les raccourcissements tangentiels majeurs et la période postschisteuse représentée essentiellement par des déformations cassantes.

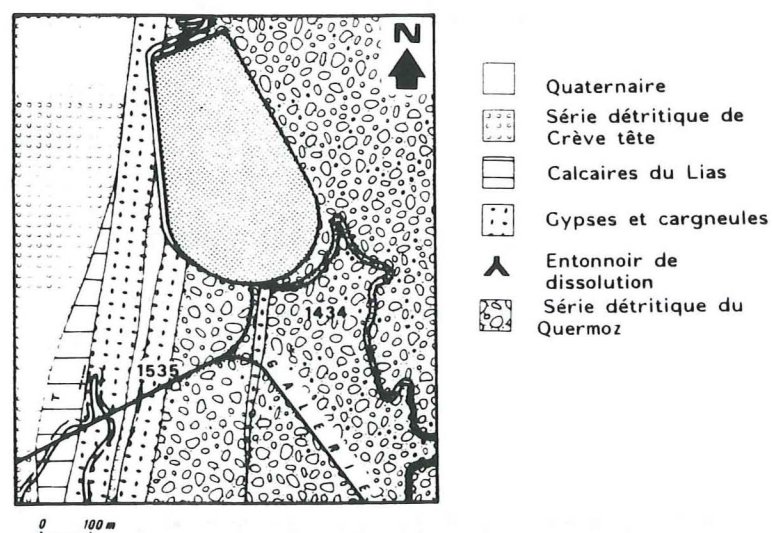


FIG. 55. Carte géologique profonde à la cote absolue 1400 des environs du barrage de la Coche montrant la complexité de l'accident de la Coche insoupçonnée en surface; (cette carte a été réalisée à partir des résultats de sondages E.D.F.).

III. LA PERIODE SYNCHISTEUSE.

1. L'épisode synschisteux de crénulation (S_3 , P_3).

Cet épisode est représenté dans toutes les zones par des microplis de crénulation et par une schistosité associée.

La schistosité S_3 est liée à une crénulation seulement exprimée dans les niveaux incompetents (pl.15, c, d). Elle est très serrée avec une valeur d'azimut de N 20° à N 40° (fig.56, 57, 58) et toujours pentée vers le SE de 80° environ.

Les microplis en chevrons P_3 , contemporains de la schistosité S_3 , sont centimétriques à décimétriques, très rarement métriques (localisés le long de la bordure du Rameau interne (pl.15, a, b)); leurs axes (linéation d'intersection entre S_2 et S_3) ont une direction variant entre N 20° et N 40°, avec un léger plongement vers le NE ou le SW (fig.56); cette variation de plongement est due aux bombements tardifs orientés NW-SE (§1.).

Il apparaît clairement que cette crénulation a provoqué une partielle transposition et un redressement de tous les objets tectoniques antérieurs. Ces déformations s'inscrivent par leurs caractéristiques dans un régime de raccourcissement probablement WNW-ESE.

2. L'épisode synschisteux principal.

2.1. Les mégastructures.

DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE.

A cet épisode synschisteux correspond la structuration plicative majeure.

* Les mégastructures sont représentées par des plis de type semblable plurihectométriques; généralement, ces plis ne présentent plus que leurs flancs longs ou que leur charnière laminée. Signalons ainsi que les barres tithoniques de la Roche Parstire se rejoignent deux à deux vers le Sud pour ne former qu'une seule barre épaisse qui représente la charnière laminée d'un mégapli kilométrique (Roc Marchand) (planche 2, coupes A à H).

Dans l'unité de la Crête des Gittes, ce phénomène est encore mieux exprimé; les mégastructures plicatives ne sont plus représentées que par des charnières de plis dilacérées. On a alors des charnières synclinales de calcaires du Bajocien-Bathonien "flottant" dans le niveau de décollement des schistes noirs aaléniens (planche 2, coupes A et B).

Ces mégastructures évoluent rapidement du Sud vers le Nord et se suivent parfaitement depuis le col de la Madeleine jusqu'au lac de Roselend (§Planche 1 et 2);

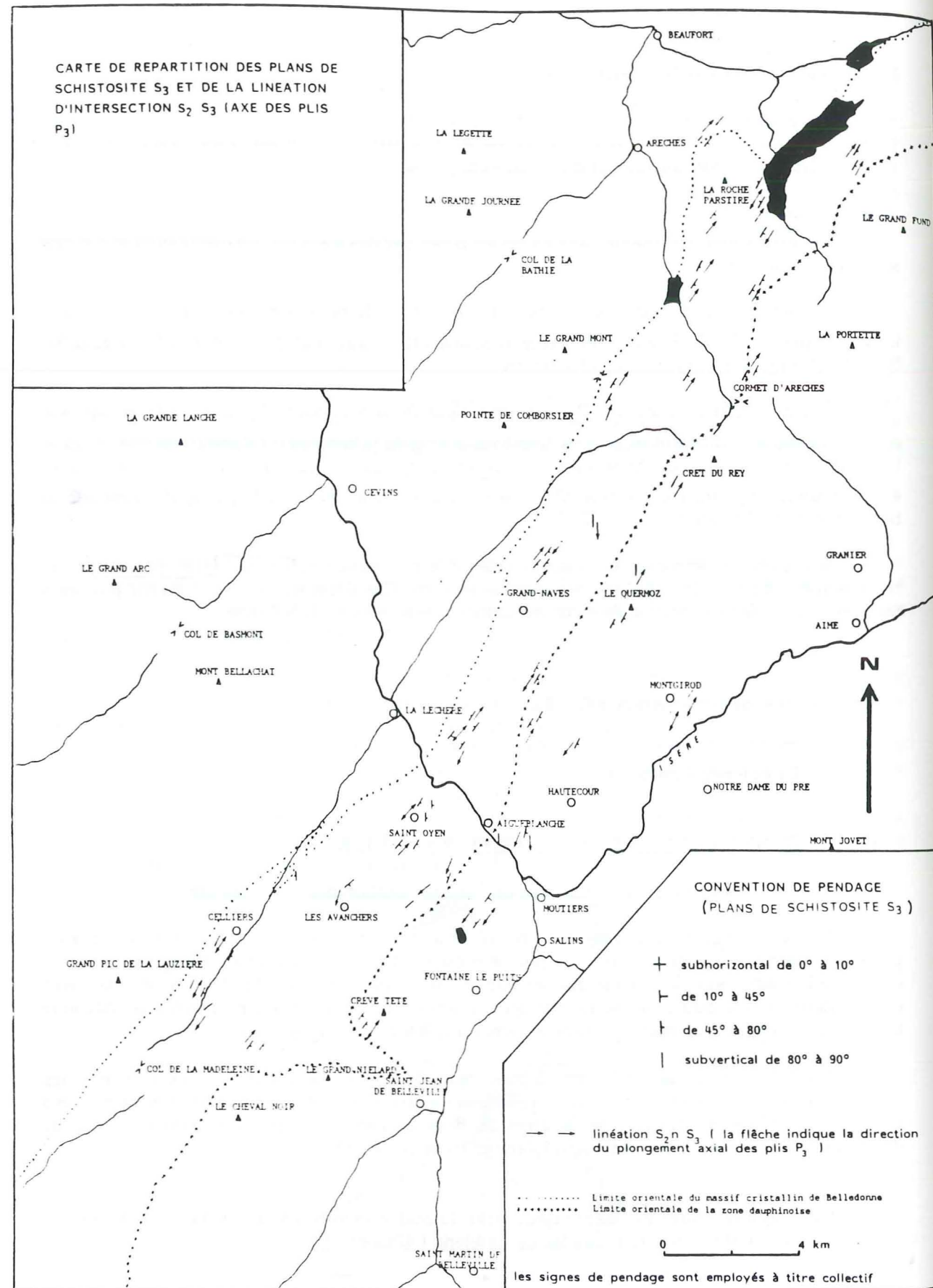


FIG. 56. Carte de répartition des plans de schistosité S_3 et de la linéation d'intersection S_2 - S_3 observées dans la zone d'étude (axes des plis P_3).

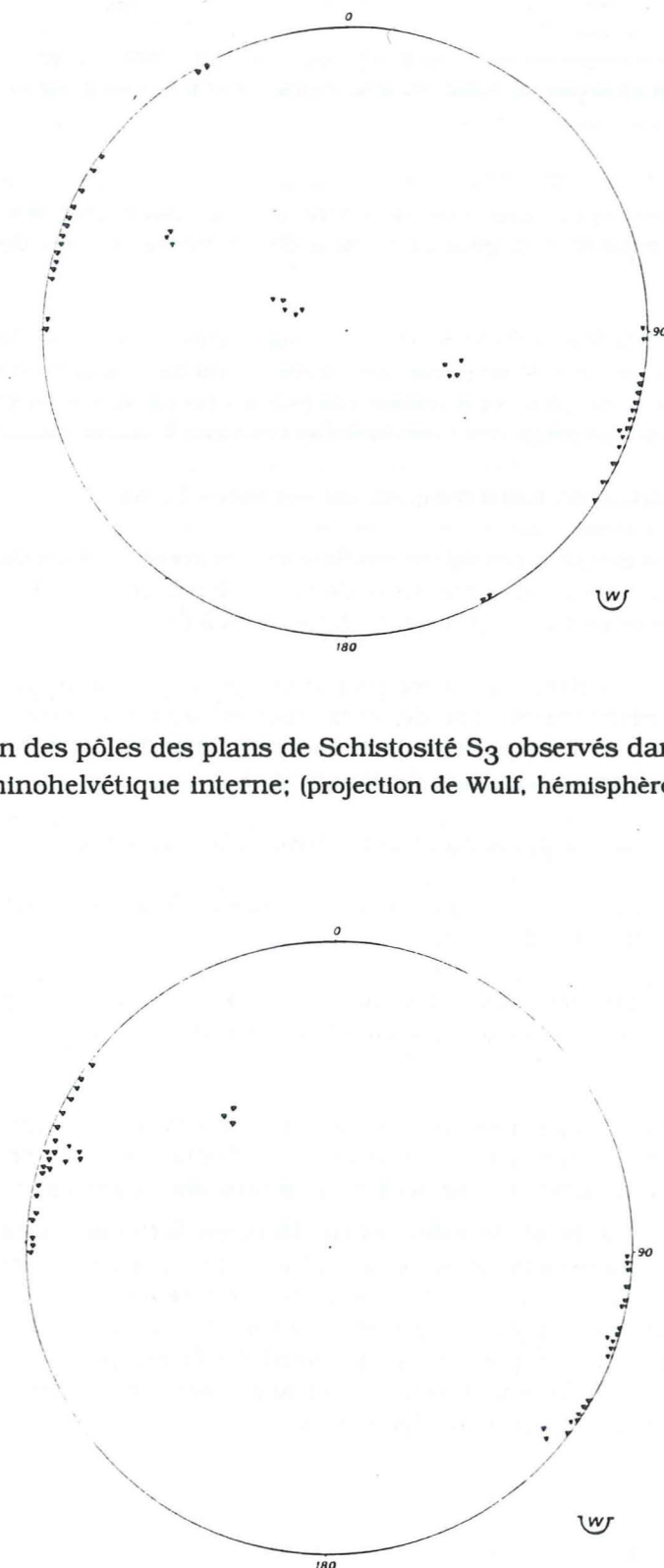


FIG. 57. Répartition des pôles des plans de Schistosité S_3 observés dans la couverture de la zone delphinohelvétique interne; (projection de Wulff, hémisphère inférieur).

FIG. 58. Répartition des pôles des plans de Schistosité S_3 observés dans la couverture des zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise; (projection de Wulff, hémisphère inférieur).

Au Sud de l'Isère, dans l'unité de Roselette-la Madeleine, la mégastructure principale est représentée, depuis le versant Nord du col de la Madeleine, par une charnière synclinale de calcaires du Bajocien-Bathonien bordée à l'Ouest par un flanc normal redoublé dans les calcschistes du Lias et à l'Est par un flanc inverse formé de schistes aaléniens (Planche 2, coupes K à P);

au Nord de l'Isère, au Roc Marchand, le coeur synclinal est complété par les calcschistes callovo-oxfordiens et par les calcaires tithoniques; le flanc normal disparaît à la base de l'unité et le flanc inverse est tronqué sous le contact de base de l'unité de la Crête des Gittes (Planche 2, coupes E à G);

plus au Nord, à la Roche Parstire, des synclinaux annexes à coeur de calcschistes (Malm supérieur à Crétacé inférieur ?) apparaissent dans la mégastructure synclinale; l'unité de Roselette-la Madeleine n'est plus représentée que par un coeur synclinal complexe totalement désolidarisé des flancs et des mégastructures latérales (Planche 2, coupes A et B).

On observe ainsi une évolution complexe du Sud vers le Nord;

- vers le Sud, les mégaplis possèdent des flancs normaux et inverses localement cisailés; on peut encore voir la succession des mégaplis depuis le bord oriental du Rameau interne de Belledonne jusqu'aux écaillés du Gollet (Planche 2, coupes K à P);

- vers le Nord, les flancs de la mégastructure principale sont entièrement cisailés et disparaissent; les mégastructures sont désolidarisées et séparées entre-elles par les grands cisaillements de base des unités de la nappe de Roselette (Planche 2, coupes A à J); ces cisaillements sont ainsi localisés dans plusieurs niveaux de décollement:

- dans le gypse du Trias à la base de la couverture;
- dans les calcschistes et des schistes du Toarcien -Aalénien (pour l'unité de la Crête des Gittes);
- dans les calcschistes callovo-oxfordiens (pour l'unité du Rocher du Vent et pour l'unité de Roselette-la Madeleine dans la région de Roselend).

* Les grands chevauchements limitant les unités entre elles apparaissent ainsi principalement au Nord de l'Isère; ils contiennent souvent des lambeaux de poussée de flancs ou de charnières des mégastructures P_2 qui sont ainsi transposées dans ces plans de cisaillement (lambeaux de socle cristallin et de calcaires du Bajocien-Bathonien à la base de l'unité de Roselette-la Madeleine, lambeaux de socle cristallin et de calcaires sinémuriens à la base de l'unité de la Crête des Gittes); ils ont donc joué postérieurement à la structuration plicative principale qui en est affectée; ce jeu a engendré la diverticulation en plusieurs unités de la série stratigraphique delphinohelvétique interne au Nord de l'Isère pour constituer la nappe de Roselette s.s. (Eltchaninoff et Triboulet, 1980) qui vient reposer par substitution de couverture sur le Rameau interne du massif cristallin de Belledonne.

DANS LA ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE.

* Contrairement à la zone delphinohelvétique interne, dans la zone des Brèches de Tarentaise les mégastructures de cet épisode synschisteux se surimposent à une structure synschisteuse ancienne; en conséquence, il en résulte une extrême complexité tectonique dans les unités.

On observe ainsi quelques mégastructures caractéristiques de cet événement synschisteux, comme le pli couché du Crêt du Rey (Collart, 1973) ou les plis à coeur de Trias des collines de Villette (fig.14) et des Etroits du Siaix (fig.39).

* Rappelons que les unités de la zone des Brèches de Tarentaise sont séparées entre-elles par de grands accidents fortement pentés vers l'Est (entre l'unité du Quermoz, l'unité de Moûtiers externe et l'unité de Hautecour) ou subverticaux (accident de la Coche séparant les unités de Crève-Tête et du Quermoz); nous avons vu que ces accidents sont antérieurs aux derniers jeu cisailant du front pennique (§ 4.1.) et ne peuvent donc pas avoir une origine tardive; leur genèse pourrait être par conséquent contemporaine de cet épisode synschisteux puis seraient affectés de rejeux postérieurs puisqu'ils recoupent parfois les mégaplis P_2 (le plis P_2 des Etroits du Siaix bute au Nord et au Sud contre ces accidents);

2.2. Les microstructures.

Le débit schisteux très développé dans toutes les zones étudiées masque le plus souvent toute stratification initiale des corps sédimentaires; ainsi, la transposition de la stratification est souvent totale. Les figures synsédimentaires tel que les chenaux, les figures de courant ou de charge, de bioturbations sont elles aussi en grande partie oblitérées par ces intenses schistosités.

Dans toutes les zones, la schistosité S_2 est fortement pénétrative principalement dans les faciès argileux (pl.14, a); son azimuth présente une direction moyenne N 30-50° (fig.59, 60, 61). Le pendage peut varier entre 10° et 80° vers l'Est lorsqu'il n'est pas renversé localement par les déformations postschisteuses.

Les microplis P_2 synschisteux décimétriques à hectométriques isoclinaux, fortement anisopaques, montrent classiquement une transposition de la stratification S_0 par la schistosité de plan axial S_2 dans les flancs étirés et une forte obliquité entre S_0 et S_2 dans les charnières dans toutes les zones (fig.62); les axes de ces plis (linéation d'intersection entre S_0 et S_2) ont une orientation générale NW-SE (fig.59) avec un plongement faible vers le NE ou vers le SW; ils sont localement affectés par les déformations postschisteuses et principalement à proximité des décrochements (§ 4.1.).

Dans toutes les zones, ces plis P_2 sont associés à une linéation d'étirement parallèle à leurs axes et à des fentes de tension orientées N 130°. Ces différentes microstructures ont fait l'objet d'études détaillées menées par Lancelot (1979) sur les galets étirés de la série détritique du flysch de Tarentaise et par Lu Chia Yu (1986) sur les fentes d'extension composites dans la région de Moûtiers en Tarentaise.

Par ailleurs, si des plis transverses orientés globalement N 120°-130° ont été décrits dans l'unité du Roignais-Versoyen à l'Est de l'unité de Moûtiers interne (Andrieux et Lancelot, 1980), dans la zone d'étude ils ne semblent pas exister.

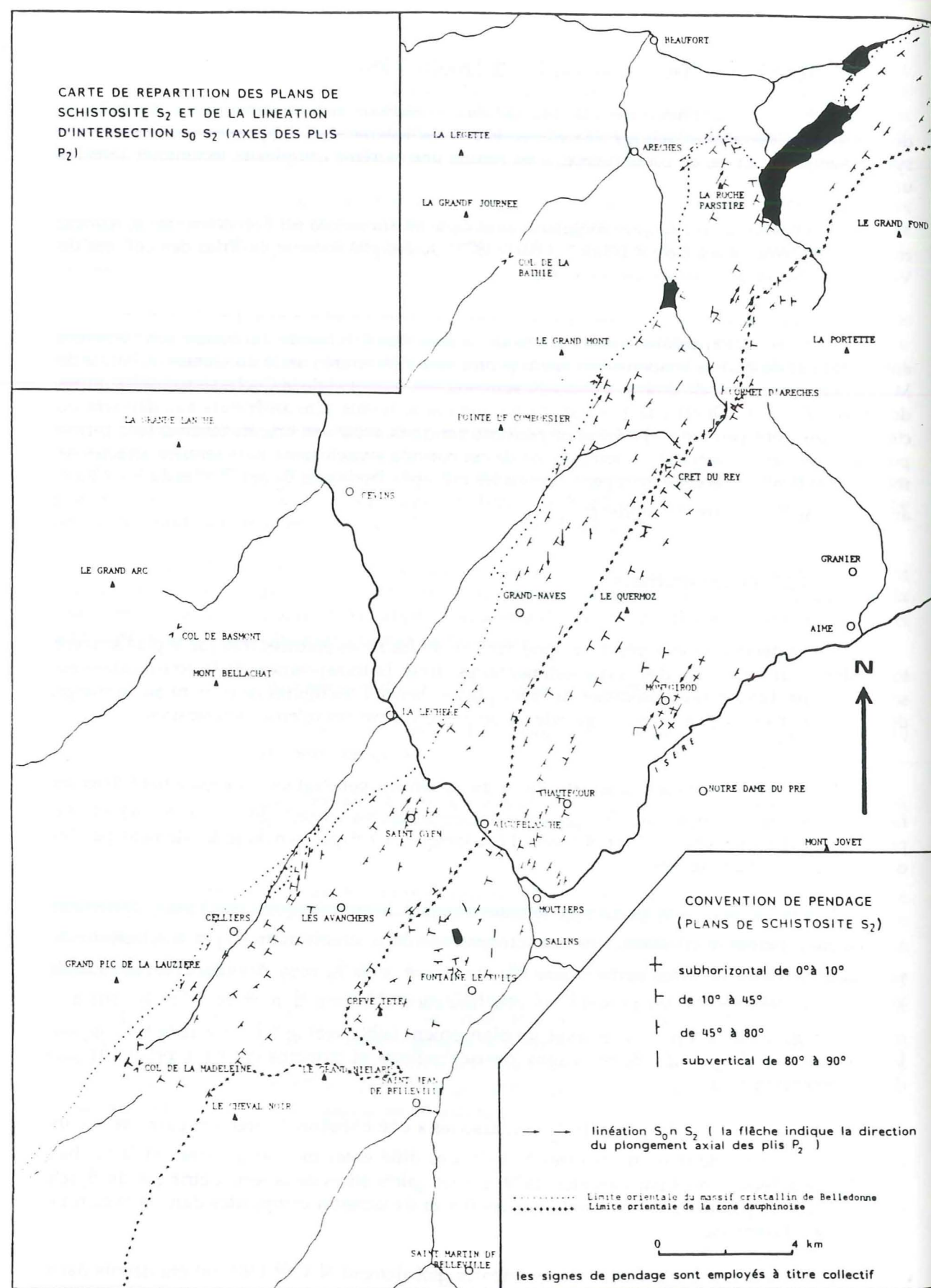


FIG. 59. Carte de répartition des plans de schistosité S_2 et de la linéation d'intersection S_0-S_2 observées dans la zone d'étude (axes des plis P_2).

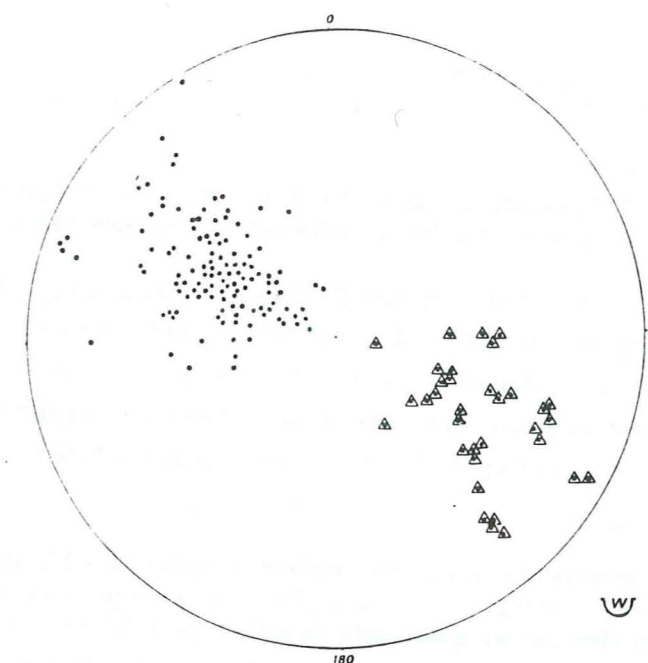


FIG. 60. Répartition des pôles des plans de Schistosité S_2 observés dans la couverture de la zone delphinohelvétique interne;

les triangles représentent les plans tardivement déformés le long de la bordure orientale du rameau interne de Belledonne (projection de Wulf, hémisphère inférieur).

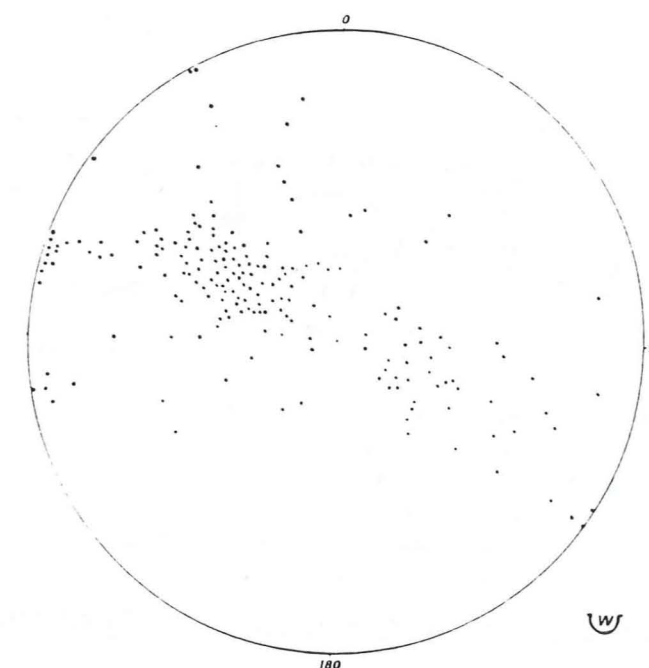


FIG. 61. Répartition des pôles des plans de Schistosité S_2 observés dans la couverture des zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise; (projection de Wulf, hémisphère inférieure).

2.3. La linéation de glissement.

Une linéation minérale de glissement est matérialisée par des halos ou des demis-halos (pl.14,c,d) ou des belemnites tronçonnées dans les schistes ou les calcschistes.

La direction de cette linéation, transverse aux axes des plis P_2 , varie entre $N 110^\circ$ et $N 150^\circ$. Dans les flancs normaux ou inverses des mégaplis P_2 , des figures de glissement surimposées sur les plans de schistosité S_2 , indiquent toujours le déplacement du plan supérieur vers le NNW; ainsi, ce glissement utilise les plans de schistosité S_2 , indépendamment des structures plicatives, déformant ainsi les mégaplis P_2 par translation générale vers le NNW (Pijolat, 1978) (fig.63).

Ceci confirme pleinement l'évolution complexe entrevue dans l'étude des mégastructures: cet événement synschisteux débute par un stade plicatif anisopaque à vergence NW (apparition des mégaplis P_2) et s'achève par un glissement général vers le NNW (linéation de glissement), oblique à ces mégastructures P_2 ; ce dernier mouvement entraîne la déformation des plis P_2 et leur troncature par les chevauchements principaux.

On comprend mieux dès lors que les chevauchements nés au sein de ces mégastructures plicatives puissent devenir obliques à ces dernières.



FIG. 62. Relations entre la schistosité S_2 et la schistosité S_3 en liaison avec les plis P_2 (Pijolat, 1978).

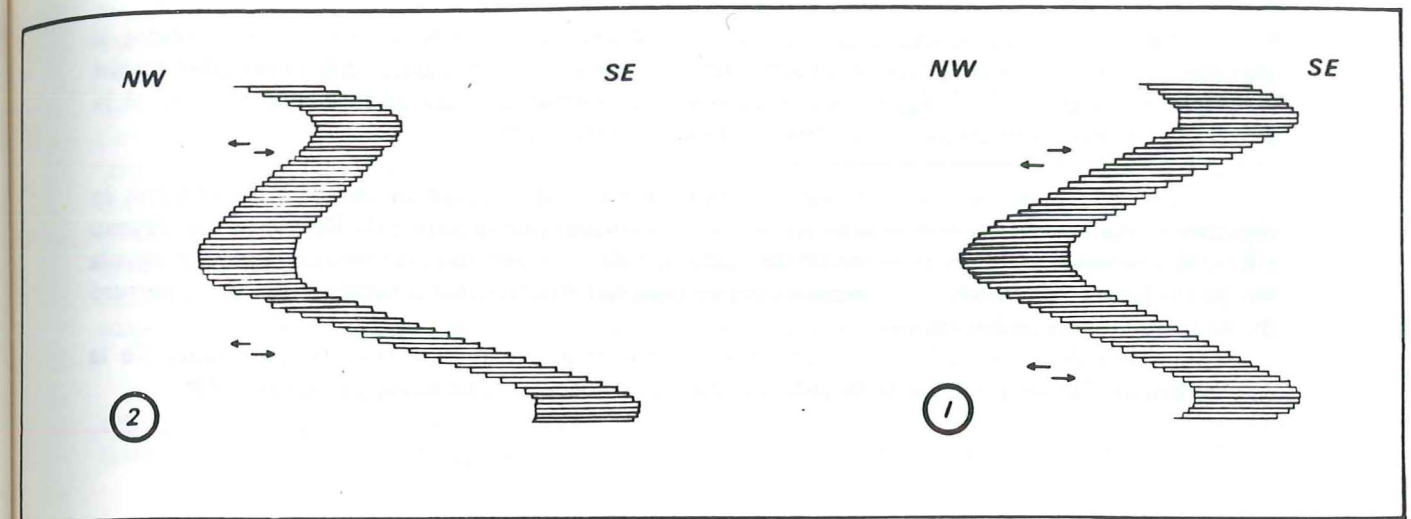


FIG. 63. Evolution d'un pli symétrique P_1 (1) vers un pli évolué (2) selon l'interprétation de Pijolat (1978).

les petites flèches indiquent le sens de glissement le long de S_1 .

2.4. Le comportement du socle dans la zone externe pendant cet événement synschisteux (P_2 , S_2).

Face à une déformation plicative synschisteuse intense des couvertures décollées, le socle cristallin de Belledonne adopte deux régimes de déformation:

- * un régime souple synschisteux;
- * un régime semi-rigide.

La déformation souple.

* A proximité de l'accident du col du Pré et dans tous les couloirs métriques à décimétriques de failles anciennes orientés $N 30^\circ$ à $N 50^\circ$, on observe en lame mince, lorsque la foliation varisque est orientée NE-SW avec un pendage vers l'Est (direction conforme aux contraintes synschisteuses principales), un rejeu des anciens plans de foliation avec transposition des phyllites héritées et cataclase des feldspaths; quand la foliation n'a pas cette direction et ce pendage (directions incompatibles aux contraintes maximales synschisteuses), on observe en lame mince des microplissements de type semblable donnant une schistosité fruste localisée dans les niveaux micaschisteux et une cataclase des feldspaths dans les niveaux gneissiques.

Ces différentes déformations synschisteuses du socle cristallin pendant la phase plicative majeure ont été bien mises en évidence dans le massif de Belledonne (Bordet, 1963; Carme, 1971, Simeon, 1979), dans le massif du Pelvoux-Grandes Rousses (Vernet, 1974) ainsi que dans le massif du Mont-Blanc (Corbin et Oulianoff, 1925; Béllière, 1956, 1980; von Raumer, 1974) et dans le massif du Grand Châtelard (Beach, 1981; Guillot et Cluzel, 1986).

La déformation semi-rigide.

* Dans la région d'Arèches, sur le plateau des Rognoux et dans la vallée du Pontcellamont, le tégument triasique est déformé en vastes bombements accidentés de fractures verticales à rejet métrique à hectométrique (fig.64). Cette déformation cassante s'oppose de toute évidence à la structuration complexe en plis isoclinaux de la nappe de Roselette.

Un réseau de failles verticales, orientée Est-Ouest, abaisse de 400 mètres environ le tégument sous la Roche Parstire sans en affecter les contacts de la nappe de Roselette. Ce claveau effondré a permis de sauvegarder un lambeau décollé de calcaires du Lias inférieur à moyen sous la nappe de Roselette (fig.64). Ce lambeau décollé pourrait matérialiser un témoin de la couverture du Rameau interne de Belledonne.

Le jeu de cette faille a été précoce, antérieur à la substitution presque totale de la couverture du Rameau interne de Belledonne par la mise en place de la nappe de Roselette.

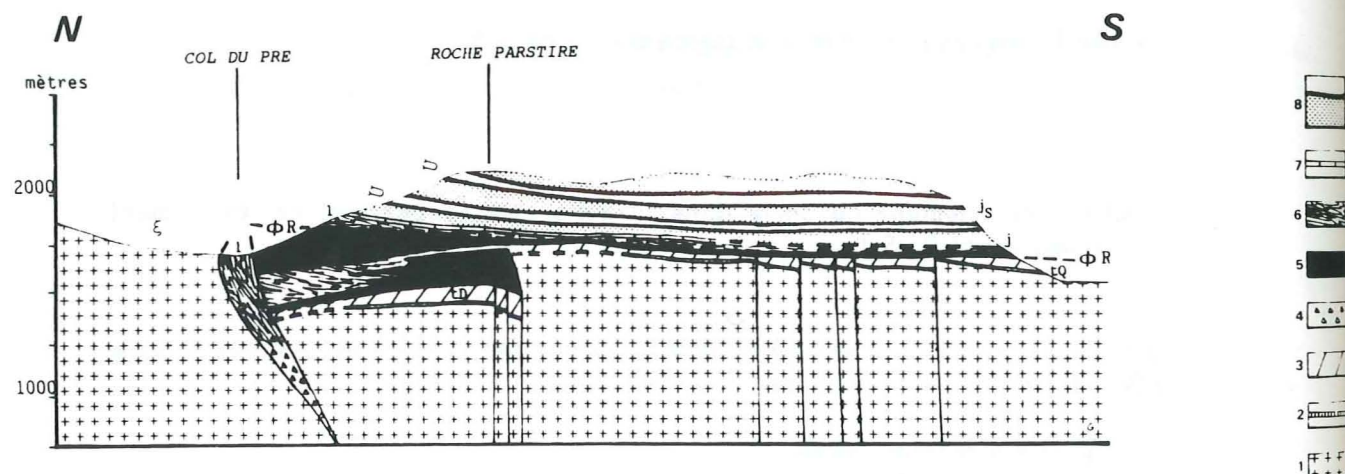


FIG. 64. Coupe du massif de la Roche Parstire;

- 1: socle cristallin indifférencié;
- 2: grès triasiques tégumentaires;
- 3: dolomies triasiques tégumentaires;
- 4: cargneules;
- 5: gypse;
- 6: Lias indifférencié;
- 7: calcaires gréseux du Dogger;
- 8: schistes et calcschistes callovo-oxfordiens, calcaires tithoniques (en noir) et schistes et calcschistes du Crétacé inférieur (en blanc).

Φ R: contact de base de la nappe de Roselette.

Le socle cristallin présente donc une déformation cassante et des plis concentriques simples à grande échelle. Il est découpé ainsi en bloc semi-rigide par les accidents complexes N 45°-50°; ces derniers (accident du col du Pré, de la vallée de la Grande Maison, de Chamonix et le sillon médian) séparent des séries métamorphiques différentes (séries vertes et satinées de Belledonne, fig.) ou limitent des bassins tardi-hercyniens (schistes houillers de Petit-Coeur, d'Arèches, de Cevins...). Ces accidents sont manifestement héritées des structurations majeures tardi-hercyniennes dont certaines ont rejoué pendant le rifting téthysien (1^{ère} Partie, IV, 1.5.) mais surtout lors de la tectogenèse alpine. La plupart de ces accidents correspondent à la région d'"enracinement" des nappes entre les blocs de socles (la nappe inférieure du Mont Joly rentre dans le sillon médian, la nappe supérieure du Mont Joly semble disparaître dans l'accident du col du Pré, fig.); ces pincées ont donc servi de décrochevements majeurs, générateurs des nappes et de leur substitution face à un socle cristallin subissant une déformation très hétérogène.

En conclusion, on observe des blocs de socle semi-rigide découpés par les grandes pincées synclinales très serrées N 45°-50°; cette configuration est caractéristique de la déformation aux limites d'un ensemble socle-tégument semi-rigide et d'une couverture plastique (Ramsay, 1967).

3. La déformation plicative serrée (P_1 , S_1) de la zone des Brèches de Tarentaise.

La déformation synschisteuse (P_1 , S_1) existe seulement dans la zone des Brèches de Tarentaise où elle affecte toutes les formations sédimentaires.

Ce premier épisode synschisteux a été mis en évidence par Lancelot (1979) dans la région de Bourg Saint Maurice puis par Lu Chia Yu (1986) dans les environs de Moûtiers. Il est souvent difficile de le caractériser en raison de sa totale transposition par les schistosités postérieures.

Cette déformation est révélée seulement par des microstructures reliques d'interférence. Elle se traduit par une foliation soulignée par des minéraux lépidoblastiques syncinématiques tels que des muscovites; dans de rares exemples, nous pouvons observer des anciens lits de calcites synschisteuses (dans S_1) dessinant des plis anisopaques à schistosité de plan axial S_2 (unité du Quermoz, Pont Séran).

En absence de toute caractéristique géométrique identifiable de la "foliation" S_1 , cette déformation, très mal connue, doit correspondre à une forte structuration assez profonde de la zone des Brèches de Tarentaise qui pourrait être reliée à celle de zones plus internes telle que la zone briançonnaise (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1986; Deville, 1987).

La zone du Niélard et la zone des Brèches de Tarentaise, issues pourtant du même domaine isopique (1^{ère} Partie), ne présentent pas les mêmes événements synschisteux; ces deux zones sont séparées par l'accident majeur du Gollet ("discontinuité du Gollet" de Martinez-Reyes, 1980) (fig.65); cet accident n'est pas tardif puisqu'il n'affecte ni la zone delphinohelvétique interne à l'Ouest, ni la zone subbriançonnaise à l'Est. Il correspond à une limite tectonique majeure oblique aux anciennes régions isopiques et séparant un domaine structuré précocement dans un niveau structural assez profond (zone des Brèches de Tarentaise) et un domaine plissé un peu plus tardivement dans un niveau structural moins profond.

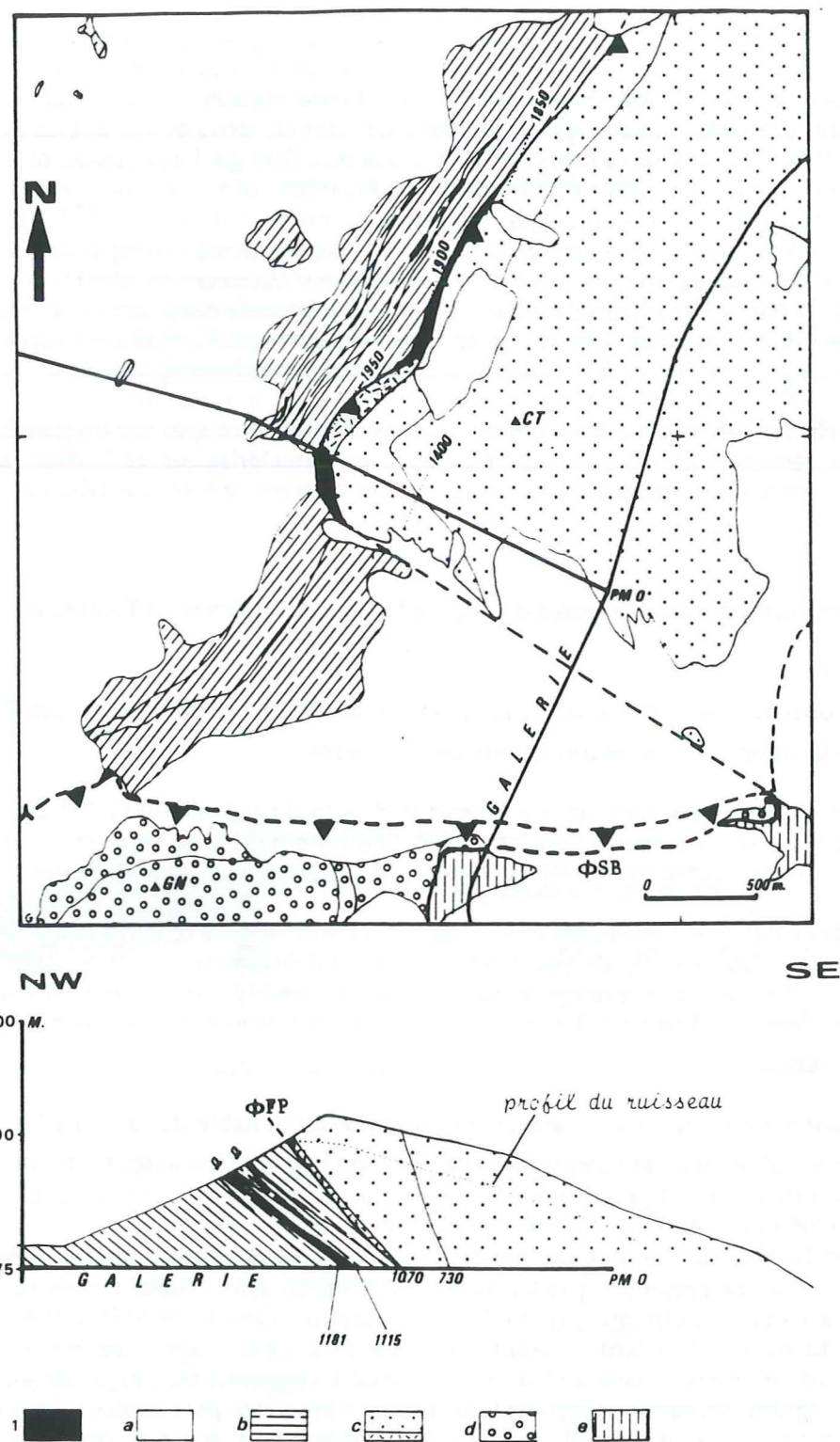


FIG. 65. Carte et coupe géologiques de l'accident du Gollet intégrant les leviers géologiques de la galerie E.D.F. du Gollet; CT Crève-Tête GN Grand Niéard, PMO Point métrique d'origine; le front pennique est figuré par un trait à barbulles.

- 1: Gyse et cargneules;
- a: Quaternaire;
- b: Lias et Dogger dauphinois;
- c: Séries indifférenciées de l'unité de Crève-Tête;
- d: Séries indifférenciées de l'unité du Niéard;
- e: Séries indifférenciées de la zone subbriançonnaise.

IV. LA PERIODE ANTÉSCHISTEUSE.

DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE.

Au Nord de l'Arc, aucune structure tectonique antéschisteuse n'est décelable; cependant, le Priabonien repose indifféremment sur le Bajocien au Nord de l'Arc, sur le Malm à Roselend prouvant ainsi qu'une importante érosion antépriabonienne dans toute la zone delphinohelvétique interne a affecté un substratum déformé.

En revanche, au Sud de l'Arc, de nombreuses mégastructures antéschisteuses cachetées par les dépôts priaboniens et orientées sensiblement Est-Ouest ont été décrites (Barbier, 1956; Barbier et Barféty, 1972). Elles apportent ainsi la preuve d'une structuration importante ("phase arvinche" de Barbier); celle-ci pourrait s'inscrire dans le régime compressif subméridien généralisé de la plate-forme européenne à l'Eocène moyen (phase pyrénéenne) ou dans le régime transcurrent aux limites des zones externes et internes mis en évidence par Ricou (1980).

DANS LES ZONES DU NIELARD ET DES BRECHES DE TARENTEISE.

La période antéschisteuse est structuralement et paléogéographiquement très importante dans ces zones.

* Nous avons vu que le flysch de Tarentaise pouvait reposer indifféremment et directement sur les séries détritiques antéflyschs du Crétacé supérieur et du Dogger, sur les séries variées du Lias, du Trias, du Permo-Trias et même sur le socle cristallin.

On observe généralement une discordance cartographique entre le flysch de Tarentaise et le substratum en série normale;

Cependant très localement, une discordance angulaire peut exister; le flysch de Tarentaise repose alors sur un substratum structuré (1^{ère} Partie, VI, 4.4.1.) parfois redressé ou même renversé dans la zone des Brèches de Tarentaise (Schoeller, 1929; Lu Chia Yu, 1980) et dans la zone du Niéard (Martinez-Reyes, 1980).

Cette déformation des substratums des flyschs fut classiquement expliquée par des mouvements verticaux de blocs de socles (cordillère tarine de Barbier, 1948). Cette hypothèse ne permet pas de comprendre le renversement local des substratums, ni les véritables plis ouverts antéschisteux décrits par Lancelot (1979).

Cette structuration antéschisteuse n'est certainement pas connue géométriquement, cependant on doit concilier des domaines en extension à substratum fracturé en série normale et des domaines en compression à substratum plissé en série inverse; seule l'hypothèse d'une tectonique décrochante dans des couloirs localisés peut être compatible avec ces deux sortes de déformation. Elle peut alors parfaitement s'intégrer dans la région des décrochements sénestres paléocènes ou éocènes aux limites des zones externes et internes mis en évidence par Ricou (1980).

* Par ailleurs, cette structuration antéflysch a provoqué une érosion considérable du substratum du flysch parfois jusqu'au socle cristallin et a été accompagnée d'énormes dépôts olistostromiques syntectoniques (1^{ère} Partie, VI, 4.).

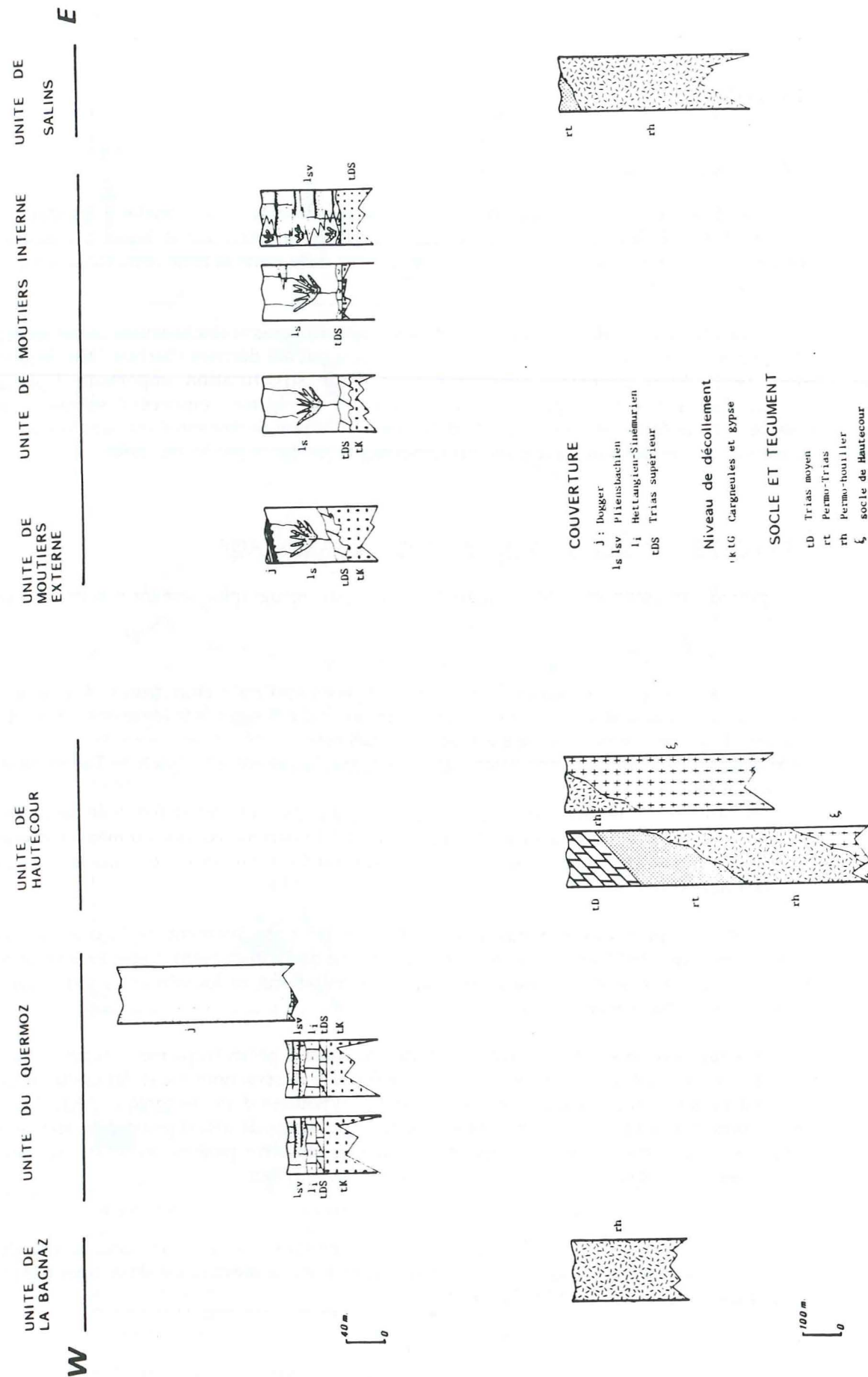


FIG. 66. Organisation générale des substratums antéflyschs et de l'agencement des unités de la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère.

Ainsi, la structuration et l'érosion antéflysch ont guidé toute la tectogenèse tangentielle alpine dans la zone des Brèches de Tarentaise mais aussi dans la zone du Niélard et l'on peut fondamentalement distinguer deux cas principaux (Gély et Fudral, 1988) (fig.66);

- là où l'érosion antéflysch n'a pas atteint les formations évaporitiques du Carnien, la tectogenèse synschisteuse postflysch a provoqué un décollement dans ces niveaux évaporitiques; ainsi, les unités du Niélard, du Quermoz, de Moutiers externe et interne sont décollées au niveau du gypse du Carnien;

- là où l'érosion antéflysch a atteint les niveaux infraévaporitiques (socle cristallin à Trias moyen), les cisaillements majeurs de base de nappe se sont développés dans les schistes du Permo-houiller (unité des schistes de la Bagnaz, unité de Crève-Tête et unité de Salins) ou dans le socle cristallin (unités de Valbuche et de Hautecour).

Il n'est pas impossible non plus que cette érosion ait été facilitée par la diverticulation précoce locale des séries au dessus des formations évaporitiques du Carnien.

En conclusion, dans toutes les zones, la structuration antépriabonienne est importante. La comparaison des styles tectoniques tant dans le domaine externe que dans le domaine interne nous amène à interpréter cette phase de structuration dans un modèle tectonique compressif transcurrent aux limites de ces deux domaines. Les déformations plus marquées dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard que dans la zone delphinohelvétique semble indiquer la proximité des éventuels accidents transcurrents.

V. TENTATIVE DE MESURE DU TAUX DE RACCOURCISSEMENT DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE ENTRE LA MAURIENNE ET LE MASSIF DU MONT BLANC.

Après avoir établi le schéma structural régional et reconstitué l'histoire tectonique, il nous est apparu intéressant de construire des coupes détaillées, synthétiques et profondes, à partir des données cartographiques et tectoniques mais surtout à partir des données du profil ECORS (Bayer et al., 1987). Quatre coupes ont été réalisées entre le massif du Mont Blanc et la vallée de la Maurienne:

- première coupe: de l'Étale par Flumet et le col du Bonhomme, à travers le massif cristallin de Belledonne et le massif du Mont Blanc en recoupant la faille subméridienne du Bon Nant à partir des cartes St Gervais 1/50000 B.R.G.M. (Carme et coll., 1976) et de Eltchaninoff et Triboulet (1980) (fig.67, 68);
- deuxième coupe: de le Treu par Crêt Voland, Hauteluce et le Rocher du Vent, à travers le massif cristallin de Belledonne jusqu'au front pennique (fig.69);
- troisième coupe: du col de Tamié par Cevins et Naves, à travers le massif cristallin de Belledonne jusqu'au front pennique (fig.70);
- quatrième coupe: de St Jean Pied de Gauthier par La Chambre et Montvernier, à travers le massif cristallin de Belledonne et le massif du Châtelard jusqu'à l'unité du Cheval Noir à partir des cartes St Jean de Maurienne 1/50000 B.R.G.M. (Barféty et coll., 1977) et de Serre (1983) (fig.71).

Bien que ces coupes reposent sur les données de surface et de la sismique, elles restent largement interprétées. Ce fait même nous amène à une grande prudence dans toute tentative de restauration de ces coupes en arrière des massifs subalpins.

En effet, la restauration de coupes (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979) ne peut être réalisée que dans les zones à déformations coaxiales monophasées engendrant des structures cylindriques (Elliott, 1983). Or dans le secteur étudié, ces postulats de base ne sont pas vérifiés comme nous l'avons démontré dans l'étude tectonique. Par ailleurs, la restauration ne peut se faire qu'à volume constant à l'échelle des coupes pendant toute la durée des déformations; là encore, les études antérieures montrent que les fluages dans le socle et surtout dans la couverture sont loin d'être négligeables à cette échelle. Enfin, ni les résultats sismiques, ni la tentative de calcul de la profondeur du plan de décollement (Goguel, 1965; Williams, 1984) ne permettent d'estimer le nombre de plan de décollement à la base des blocs de socle charriés ni leur profondeur en arrière des massifs cristallins externes.

Aussi, dans l'état actuel de nos connaissances, il nous semble impossible de construire en toute rigueur des restaurations à cette échelle en arrière des massifs cristallins externes.

Nous avons vu que dès l'épisode synschisteux (S_2 , P_2), le décollement des couvertures de la zone delphinohelvétique interne de leur socle permettait une déformation et un déplacement indépendant entre socles et couvertures; la structuration en plis anisopaques non cylindriques engendrait de grands fluages internes. Cependant, l'interface socle-couverture et plus précisément le tégument triasique (grès de base) échappe à ce modèle de déformation: la partie supérieure du socle cristallin ne montre en surface que des structures cassantes simples et des plis concentriques (§2.4.).

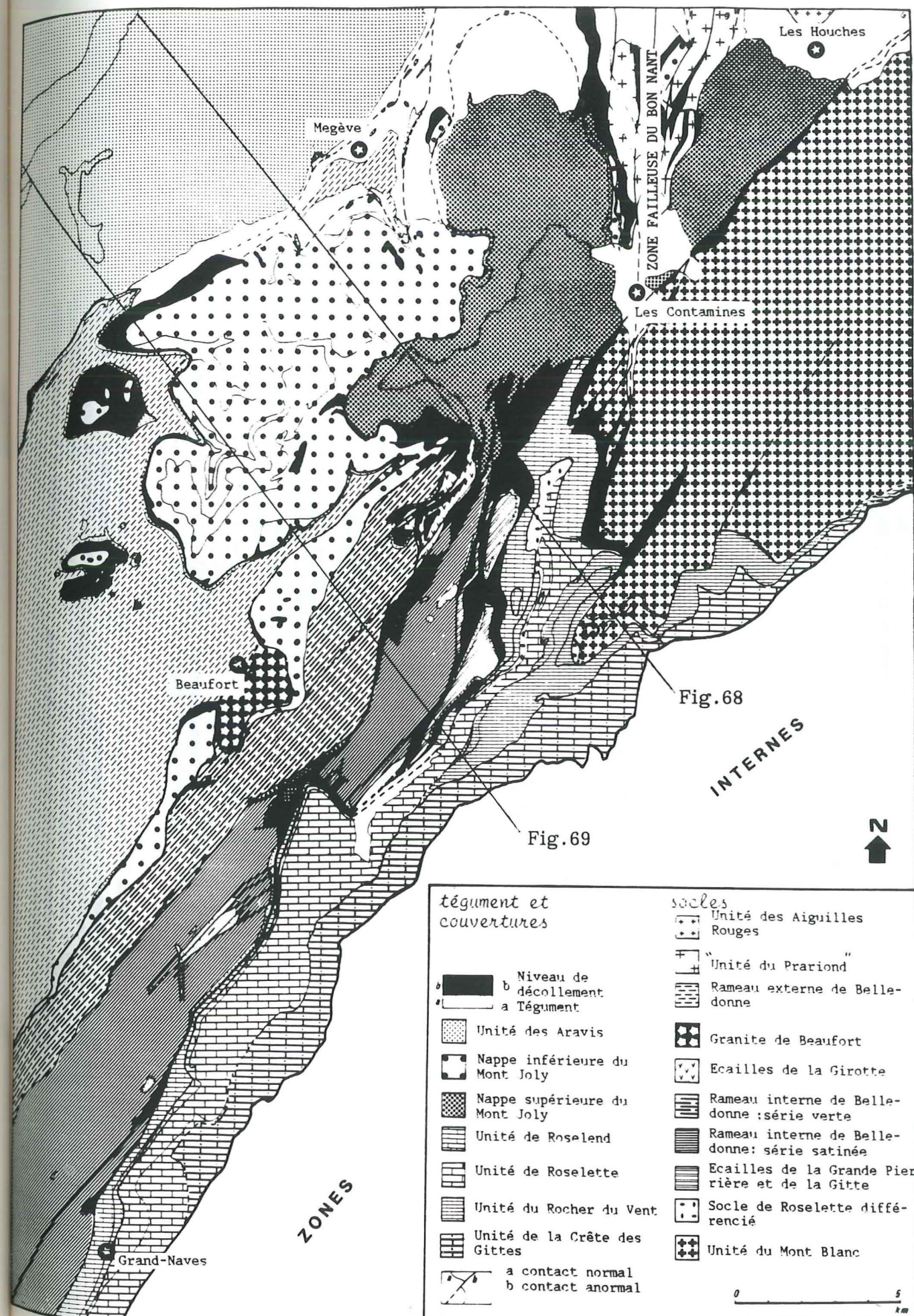


FIG. 67. Schéma structural de la région de transition entre le massif cristallin de Belledonne et le massif cristallin du Mont Blanc (d'après Eltchaninoff et Triboulet (1980) au Nord du lac de Roselend, modifié).

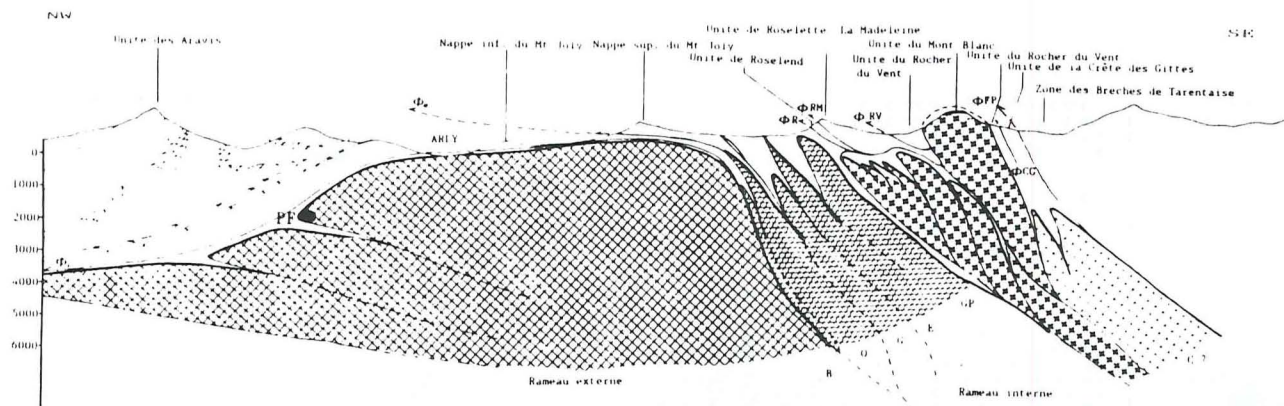


FIG. 68. Coupe géologique générale à travers les nappes du Mont Joly et le massif du Mont Blanc réalisée à partir des cartes de Eltchaninoff et Triboulet (1980) et de St Gervais 1/50 000 B.R.G.M.(1977).

PF: point fixe. Le Trias tégumentaire observé ou supposé est symbolisé par un trait noir épais.

ø " : contact de base de la nappe supérieure du Mont Joly;
 øR: contact de base de l'unité de Roselend;
 øRm: contact de base de l'unité de Roselette-la Madeleine;
 øRV: contact de base de l'unité du Rocher du Vent;
 øCG: contact de base de l'unité de la Crête des Gittes;
 øFP: front pennique;

B: claveau du granite de Beaufort;
 O: claveau de la montagne d'Outray;
 G: écaillles de la Girotte;
 E: écaillle du Rocher des Enclaves;
 GP: écaillles de la Grande Pierrière.

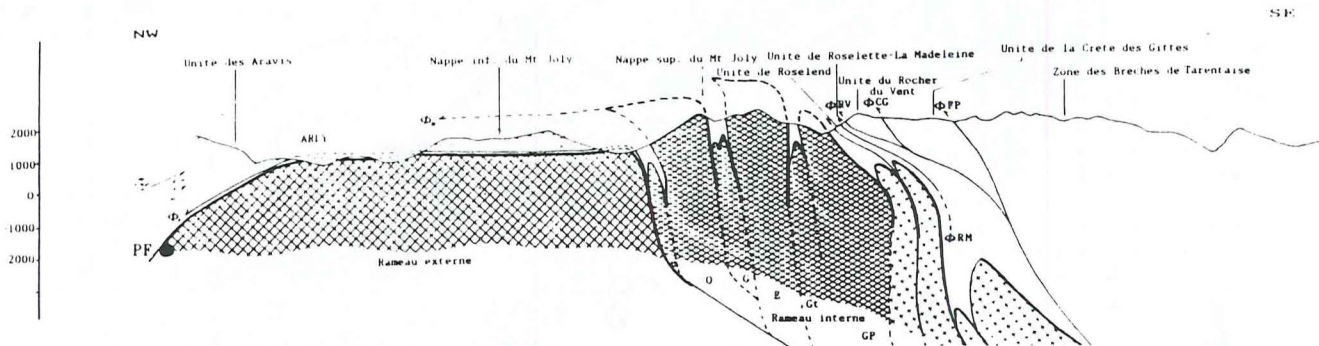


FIG. 69. Coupe géologique générale à travers le massif de Belledonne dans le Beaufortin.

PF: point fixe. Le Trias tégumentaire observé ou supposé est symbolisé par un trait noir épais.

ø " : contact de base de la nappe supérieure du Mont Joly;
 øR: contact de base de l'unité de Roselend;
 øRm: contact de base de l'unité de Roselette-la Madeleine;
 øRV: contact de base de l'unité du Rocher du Vent;
 øCG: contact de base de l'unité de la Crête des Gittes;
 øFP: front pennique;

B: claveau du granite de Beaufort;
 O: claveau de la montagne d'Outray;
 G: écaillles de la Girotte;
 E: écaillle du Rocher des Enclaves;
 GP: écaillles de la Grande Pierrière.

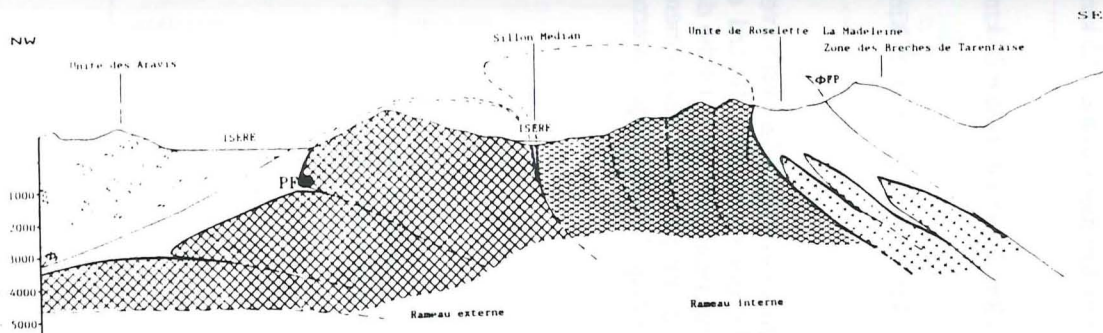


FIG. 70. Coupe géologique générale à travers le massif de Belledonne en Basse Tarentaise.

PF: point fixe. Le Trias tégumentaire observé ou supposé est symbolisé par un trait noir épais.

øFP: front pennique.

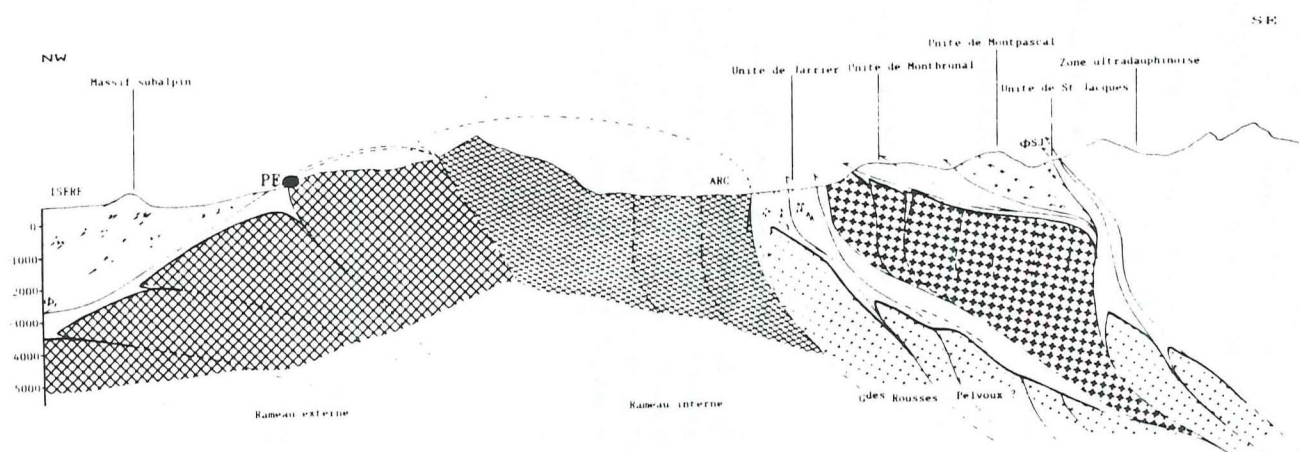


FIG. 71. Coupe géologique générale à travers le massif de belledonne en Basse Maurienne.

PF: point fixe. Le Trias tégumentaire observé ou supposé est symbolisé par un trait noir épais.

øSJ: contact de base de l'unité de St Jacques.

On peut ainsi prendre le tégument comme niveau repère le moins déformé et dont les phénomènes de pression-dissolution et de fluage sont négligeables à l'échelle des coupes. A partir de ces observations, il est possible de tenter de "déplier" ces coupes interprétées à partir de la méthode de Dahlstrom (1969). Le point fixe a toujours été placé sur le rebord occidental du Rameau externe de Belledonne permettant ainsi d'avoir une référence commune aux quatre coupes.

On se doit de garder constamment à l'esprit que cette opération s'effectue avec de faibles contraintes (les structures profondes sont très mal connues); par conséquent, toutes les estimations de raccourcissement ne fournissent qu'un ordre de grandeur indicatif; en revanche, la différence de raccourcissement entre les coupes dépliées peut être significative:

- coupe 1: raccourcissement global de 65% (longueur initiale 63 km, longueur finale 23 km, $z=40$ km);
- coupe 2: raccourcissement global de 65% (longueur initiale 50 km, longueur finale 17,5 km, $z=32,5$ km);
- coupe 3: raccourcissement global de 50% (longueur initiale 40 km, longueur finale 20 km, $z=20$ km);
- coupe 4: raccourcissement global de 40% (longueur initiale 42 km, longueur finale 25 km, $z=17$ km).

Le raccourcissement diminue du Nord vers le Sud; en cela, ces données s'accordent bien avec les résultats de raccourcissement calculés à partir de coupes équilibrées crustales (Ménard et Thouvenot, 1987; Ménard, 1988). Cette diminution semble refléter l'amortissement de la flèche de chevauchement du Rameau interne sur le sillon médian vers le Sud d'une part et probablement également la réduction de l'ampleur des chevauchements dans la zone delphinohelvétique interne au niveau de la Maurienne d'autre part.

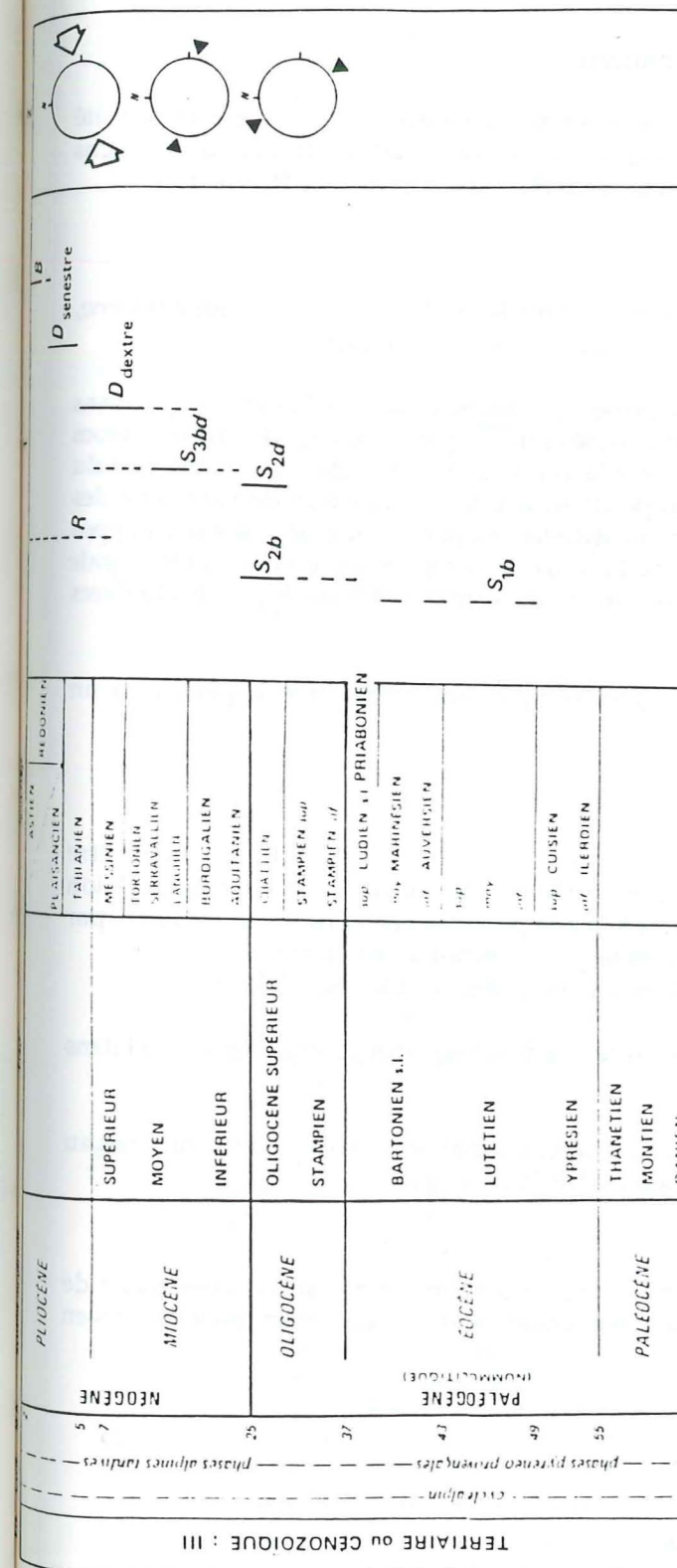


FIG. 72. Tableau chronologique des différents épisodes tectoniques dans la zone delphinohelvétique interne, dans les zones du Nielard et des Brèches de Tarentaise.

En absence de tout sédiment syn ou post-orogéniques, seule l'utilisation des données acquises dans les régions limitrophes peut amener à proposer, dans l'échelle stratigraphique, une chronologie relative des différents événements; ce tableau synoptique a été réalisé en consultant de nombreux documents parmi lesquels on peut citer plus particulièrement pour les événements synchistieux: Krumenacher et Evernden (1960), Leutwein et al. (1970), Carpena (1984); pour les décrochements postschistieux: Dondey (1961), Dasarathi (1965), Dayre et al. (1972), Arnaud (1973), Pairs (1975), Rosset et al. (1976) et Doudoux et al. (1982).

VI. CONCLUSION DE L'ANALYSE TECTONIQUE.

L'analyse tectonique nous a permis de distinguer plusieurs événements dans chacune des grandes périodes (fig.72);

* Une période antéschisteuse antépriabonienne.

Des déformations anciennes ont été scellées par les dépôts priaboniens et ont été enregistrées dans les manifestations synsédimentaires pendant l'accumulation des flyschs priaboniens; ces déformations semblent s'inscrire dans un régime compressif de transtension.

* Une période synschisteuse.

- Le premier épisode synschisteux n'existe ni dans la zone delphinohelvétique interne, ni dans la zone du Niélard. Il est révélé par des figures d'interférence reliques.

- Le deuxième épisode synschisteux est présent de part et d'autre du front pennique; dans la nappe de Roselette, les mégastructures en plis couchés initiées par l'écaillage des anciens blocs de socle hercyniens ont engendré au Nord de l'Isère la substitution de la couverture décollée du Rameau interne par la diverticulation de la nappe de Roselette. L'évolution de l'ampleur des raccourcissements illustre bien la transformation du style tectonique de mise en place des nappes entre la région dauphinoise méridionale (région du Pelvoux) et la région helvétique septentrionale (Suisse); les déformations s'incrinvent au début dans un régime compressif NW-SE puis évolue vers le NNW-SSE (fig.73).

- Le troisième épisode synschisteux représenté par une crénulation appartient à un régime compressif WNW-ESE (fig.73).

* Une période postschisteuse.

- Les décrochements dextres associés aux fentes de tension N 110° semblent être contemporains des derniers jeux tangentiels des différents chevauchements; la configuration actuelle du front pennique pourrait se mettre en place pendant cet épisode tectonique; par conséquent, le front pennique, oblique aux domaines isopiques, serait un accident tardif.

Toutes ces déformations sont issues d'un régime compressif globalement E-W (fig.73).

- Les décrochements sénestres associés aux fentes de tension méridiennes s'inscrivent dans un régime compressif N-S (fig.73).

- Les bombements tardifs et les fracturations récentes sont des déformations conformes au champ de contrainte actuel possédant un σ_1 orienté ENE-WSW (fig.73).

Ainsi, depuis le premier événement synschisteux, les déformations successives issues de régimes compressifs variant du NNW à l'Ouest appartiennent à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels.

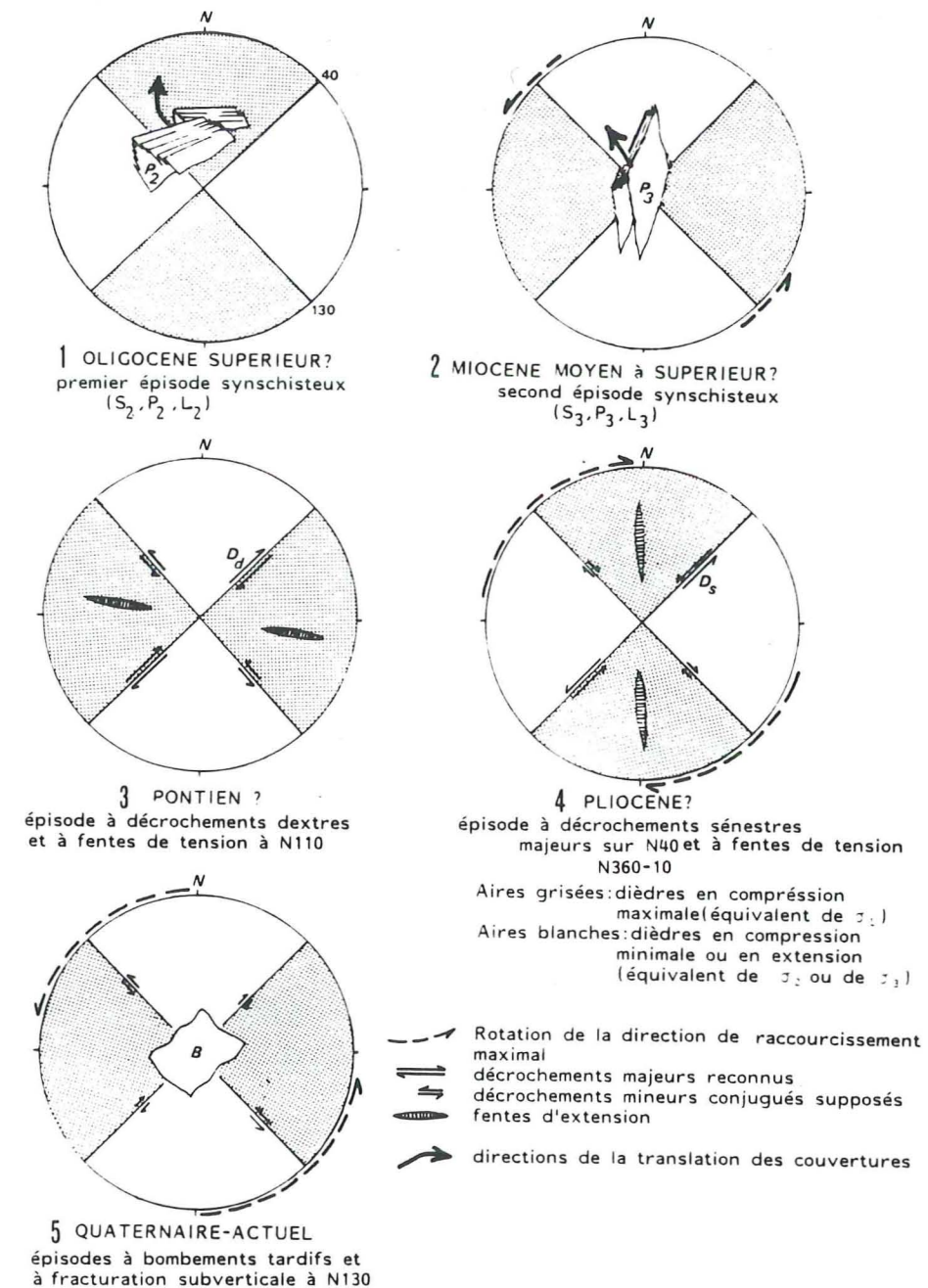


FIG. 73. Chronologie des différents épisodes tectoniques et de leurs objets structuraux; essais de reconstitution des paléochamps de contrainte dans la zone delphinohelvétique interne, du Niélard ainsi que dans la zone des Brèches de Tarentaise à partir de l'épisode synschisteux (P, S_2).

A partir du classement chronologique de chaque mégastructure et de chaque microstructure associée, on peut essayer de reconstituer les directions de raccourcissement et éventuellement les champs de contrainte selon la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977).

Le découpage en épisodes peut paraître assez théorique principalement pour une évolution directionnelle des contraintes pouvant se traduire par une rotation continue mais n'enregistrant que les stades assez stables pour engendrer des microstructures identifiables (Angelier et Bergerat 1983; Bergerat, 1985). C'est probablement le cas de la rotation de la contrainte principale σ_1 du NNW-SSE à l'WNW-ESE entre le premier et le second épisode synschisteux.

En revanche, la permutation des contraintes σ_2 - σ_3 entre le dernier épisode synschisteux et l'apparition des fentes de tension appartient au même régime de raccourcissement.

3ème PARTIE

**DIAGENESE ET METAMORPHISME COMPARES
ENTRE
LE DOMAINE DAUPHINOIS ET LE DOMAINE
PENNIQUE EXTERNE**

ANALYSE METAMORPHIQUE DANS LES FACIES ARGILEUX.

I. LES OBJECTIFS.

Dans la zone delphinohelvétique interne et dans la zone des Brèches de Tarentaise, au moins un épisode métamorphique majeur est responsable dans les horizons argileux de l'apparition d'une paragenèse chlorite-muscovite-quartz-calcite, accessoirement paragonite, albite et chloritoïde. L'étude du métamorphisme a été partiellement réalisée dans la zone delphinohelvétique interne au moins au Nord de l'Isère (Landry, 1976; Eltchaninoff et Triboulet, 1980).

L'étude et la comparaison du métamorphisme dans la zone delphinohelvétique interne et dans la zone des Brèches de Tarentaise pourraient être parallélisées à l'étude du métamorphisme dans les faciès carbonatés de ces mêmes zones. En outre, cette étude devrait nous permettre de comparer les paramètres métamorphiques entre la zone delphinohelvétique interne et la zone des Brèches de Tarentaise afin de savoir s'il existe une évolution métamorphique différente de part et d'autre du front pennique telle que cela s'est révélé au cours de l'analyse de la déformation associée.

II. LES METHODES.

La taille des phyllites néoformées est toujours faible de 20 à 100 μm au maximum et la face 001 est classiquement orientée dans les plans de schistosité S_2 et réorientée dans les plans de schistosité S_3 . La très faible taille de ces phyllites exclut une détermination optique correcte des minéraux de métamorphisme. Elle justifie l'utilisation de l'analyse diffractométrique par les rayons X.

L'étude possède deux aspects:

- un aspect qualitatif avec la détermination et la localisation des minéraux, la définition d'isogrades;
- un aspect quantitatif avec la définition de zones d'isocristallinité de la muscovite dans les faciès géochimiquement homogènes.

1. L'échantillonnage.

Les échantillons ont été prélevés dans des zones dont le cadre microtectonique était bien défini et sur des affleurements à matériel non altéré en falaise vive de préférence.

Les schistes aaléniens et callovo-oxfordiens dauphinois, les schistes noirs de la série détritique du flysch de Tarentaise ont fait l'objet de cette étude. Dans certaines régions, en absence des faciès silico-alumineux, des calcschistes ont été prélevés et sont distingués dans les différents résultats.

2.L'appareillage et le traitement statistique des données.

Les analyses des phyllites ont été effectuées au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris sur un diffractomètre Siemens D 501 dans les conditions suivantes:

- anticathode de Cu (filtre de Ni);
- alimentation du tube: 40Kv, 30mA;
- constante de temps: 1 s;
- fentes: 1°, 1°, 1°, 0.05°;
- vitesse du goniomètre: 2° 2 θ /mn.

Le diffractomètre est couplé à un I.B.M. PC possédant le programme Diffrac AT de détermination des minéraux et de leur polytypes, du calcul de l'indice de cristallinité de la muscovite sur des courbes lissées par intégration de la surface du pic 002 au dessus du niveau moyen du bruit de fond.

Par ailleurs, pour chaque paramètre cristallographique, les tableaux de données sont complétés par les moyennes et les écart-types. La comparaison entre les moyennes a été réalisée à l'aide du test t de Student. Nous n'avons retenu que les valeurs significatives à un seuil de probabilité inférieur ou égal à 0,10.

3.Conditions d'analyse.

Sur une centaine d'échantillons séchés et finement broyés, plusieurs diffractogrammes ont été réalisés à partir des méthodes de Holtzapffel (1985).

* Les diffractogrammes d'agrégats orientés par sédimentation.

A partir de 10 g de poudre dilués dans de l'eau distillée, une centrifugation à 10000 t/mn pendant 10 mn permet d'éliminer le surnageant obtenu. Après la remobilisation du culot puis sa décantation pendant 1 h 30, on dépose à l'aide d'une seringue sur une lame de verre les premiers millimètres de la suspension de particules inférieures à 2 μ m. Le séchage à 20° termine la préparation.

Un premier diffractogramme est alors effectué sur la préparation non traitée.

La préparation subit ensuite un traitement à l'éthylène-glycol dans une atmosphère saturée pendant 12 heures qui est rapidement suivi d'un deuxième passage au diffractomètre.

Un dernier traitement par chauffage à 490° pendant 2 heures suivi d'un refroidissement en milieu ambiant permet de réaliser le dernier diffractogramme.

Ces trois diffractogrammes ont été enregistrés entre 2° et 40° (2 θ) par pas de 2° 2 θ /mn.

* Les diffractogramme de poudres désorientées.

La désorientation des poudres de roche totale a été assurée par un léger tassement sur le porte-objet à l'aide d'une lame de verre. Tous les diffractogrammes ont été étendus de 2° à 64° (2 θ) avec un pas de 2° 2 θ /mn.

La plupart de ces diffractogrammes permet ^{très} de compléter et de confirmer les déterminations minéralogiques effectuées sur des agrégats orientés et de déterminer les polytypismes des micas.

III.LES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES.

1.Les chlorites.

Avec les muscovites, les chlorites forment la plus grande part des minéraux composant la fraction inférieure à 2 μ m. Aucune étude ne fut entreprise sur ces chlorites proche du pôle ferrique (§ Annexes).

2.Les micas.

L'analyse aux rayons X a permis dans tous les échantillons de caractériser une réflexion principale entre 10,000 et 9,970 Å correspondant à une muscovite de variété polymorphique constante 2M₁.

Certaines réflexions dérivent vers des valeurs plus faibles pouvant atteindre 9,940 Å; elles traduisent la présence de muscovite paragonitique dont la teneur de la solution solide Mu_xPa_y dépend notamment de la température de cristallisation (Eugster et Yoder, 1955).

Dans de rares cas, une autre réflexion secondaire apparaît entre 9,640 et 9,680 Å révélant la présence de paragonite.

En absence de toute preuve d'un état d'équilibre de ces micas dans leur association, les tentatives de quantification des paramètres métamorphiques à l'aide des données cristallographiques ne peuvent apporter qu'une évaluation des pressions et des températures minimales de l'évènement tectonométamorphique principal dans chaque unité.

Cela dit, il est possible d'estimer les paramètres métamorphiques à l'aide de l'étude du rapport M(004)_{2M}/M(002)_{2M}, de l'indice de cristallinité de la muscovite, de l'espacement basal d(002)_{2M} et du paramètre b₀. On peut également compléter cette étude par le calcul du pourcentage de paragonite et du Δ _{muscovite-paragonite}.

2.1.Les muscovites.

2.1.1.Le rapport M(004)_{2M}/M(002)_{2M}.

Le rapport M(004)_{2M}/M(002)_{2M} permet de réaliser une première approximation afin de distinguer les muscovites des phengites ou des micas magnésiens (Esquevin, 1969).

Tous les micas analysés appartiennent au domaine des muscovites (M(004)_{2M}/M(002)_{2M} inférieur à 0,40) (fig.74, 75, 76, 77, 78).

Cependant, si le rapport est directement proportionnel à Al/(Mg+Fe), la corrélation reste faible (Dunoyer de Segonzac et Hedebaut, 1971), le rapport étant aussi affecté par la concentration en K (Kisch, 1980).

2.1.2. L'indice de cristallinité de la muscovite.

L'indice de cristallinité défini par Kubler (1966) correspond à la largeur à mi-hauteur au dessus du bruit de fond du pic à 10 Å. Il diminue lorsque la cristallinité augmente en étroite relation avec l'augmentation de température (Kubler, 1966) et dans une bien moindre mesure avec l'augmentation de pression (Flehming et Langheinrich, 1974).

Cette méthode est plus précise que celle de Weaver (1960) surtout dans le cas de pics étroits (Dunoyer de Segonzac et Kubler, 1966; Kubler, 1968).

L'analyse a été effectuée sur agrégats orientés non traités comme le proposent Kubler (1966) et Weaver (1972). La série de mesures a été étalonnée au laboratoire de Pétrographie et de Pétrologie de Paris VI ⁽¹⁾ sur les étalons de M. Dunoyer de Segonzac. Toutes les valeurs de l'indice de cristallinité correspondent au domaine de l'épizone (fig.79).

Les résultats obtenus sont dans l'ensemble peu significatifs mais leur évolution est conforme à celle des autres données acquises par toutes les autres méthodes. Les indices moyens de cristallinité sont les suivants dans la zone delphinohelvétique interne (fig.79):

- $M^{\circ}_{cr} = 1,70 \pm 0,35$ pour l'unité de Roselend;
- $M^{\circ}_{cr} = 1,92 \pm 0,40$ pour l'unité de Roselette-la Madeleine;
- $M^{\circ}_{cr} = 1,81 \pm 0,27$ pour l'unité de la Crête des Gittes;

dans la zone des Brèches de Tarentaise (fig.79):

- $M^{\circ}_{cr} = 1,63 \pm 0,32$ pour l'unité des schistes de la Bagnaz;
- $M^{\circ}_{cr} = 1,53 \pm 0,27$ pour l'unité du Quermoz.

Il n'est malheureusement pas possible d'établir des corrélations avec les résultats anciens non étalonnés déjà acquis dans la zone delphinohelvétique interne (Aprahamian, 1974; Aprahamian et al., 1975; Landry, 1976; Eltchaninoff et Triboulet, 1980).

Cependant toutes les données de l'indice de cristallinité de la muscovite montrent globalement une augmentation du métamorphisme d'Ouest en Est à l'exception de l'unité de Roselend qui a un métamorphisme anormalement élevé déjà soupçonné par Aprahamian en 1976 (communication orale).

Cette anomalie thermique à la base de la nappe de Roselette est répartie le long de la bordure orientale du Rameau interne de Belledonne. Symétriquement, le long de la bordure occidentale du Rameau externe de Belledonne, Giot et al. (1987) ont trouvé, en mesurant le pouvoir réflecteur de la vitrinite, une anomalie thermique à la base de la nappe des massifs subalpins qu'ils attribuent à des anciens chevauchements majeurs profonds.

(1) Etalons de Dunoyer de Segonzac aimablement prêtés par J.P.Sagon, Paris VI.

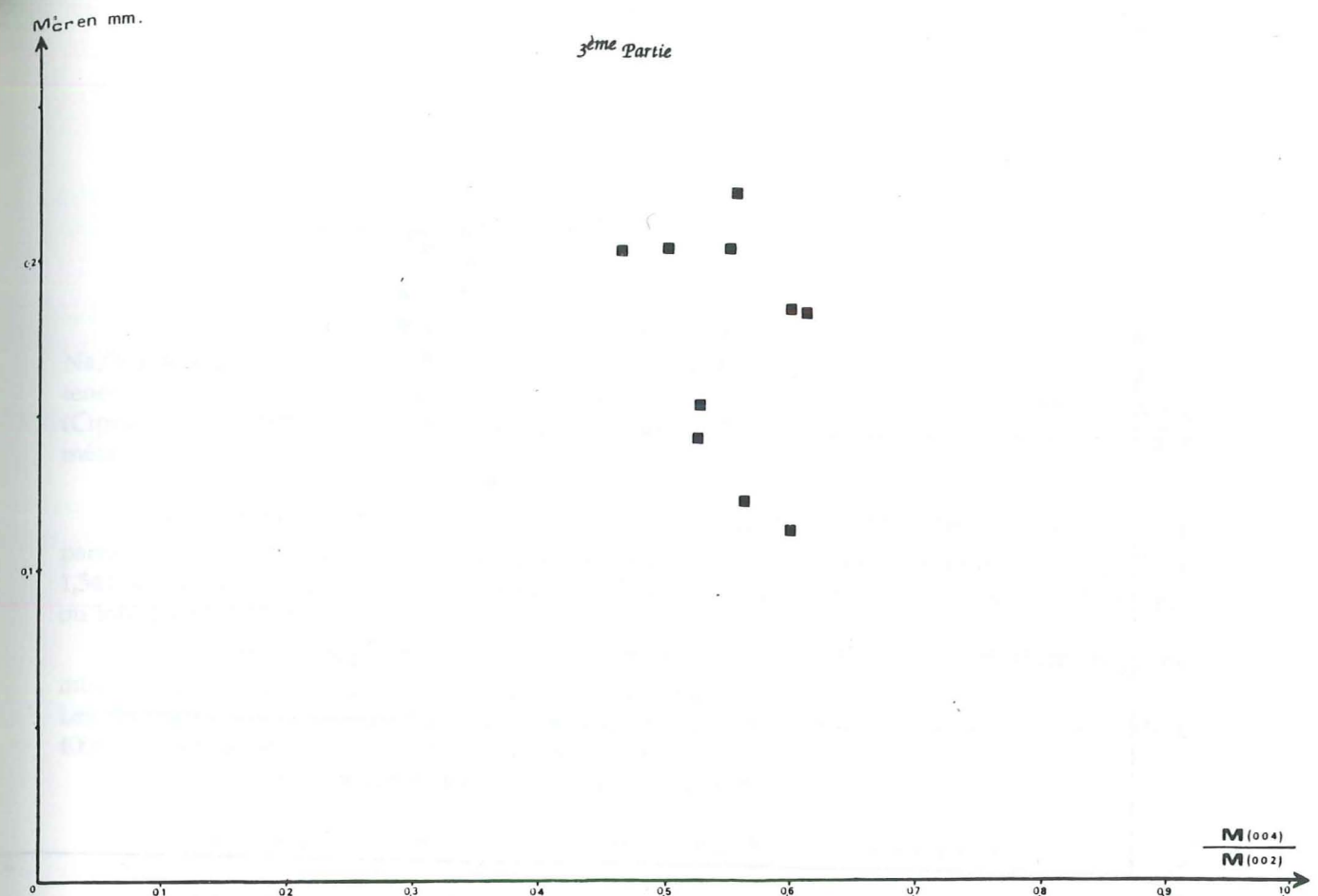


FIG. 74. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de Roselend.

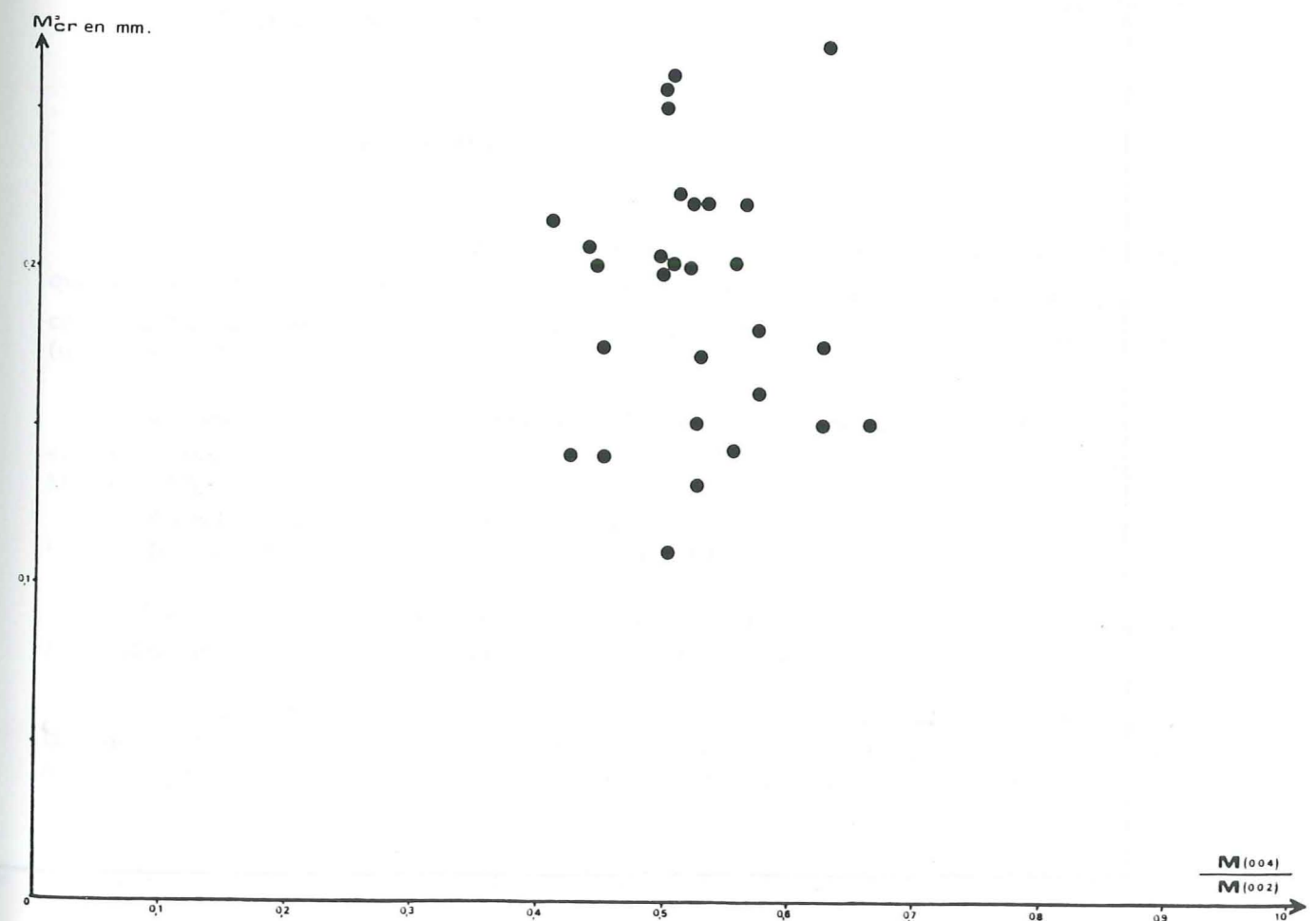


FIG. 75. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de Roselette-la Madeleine.

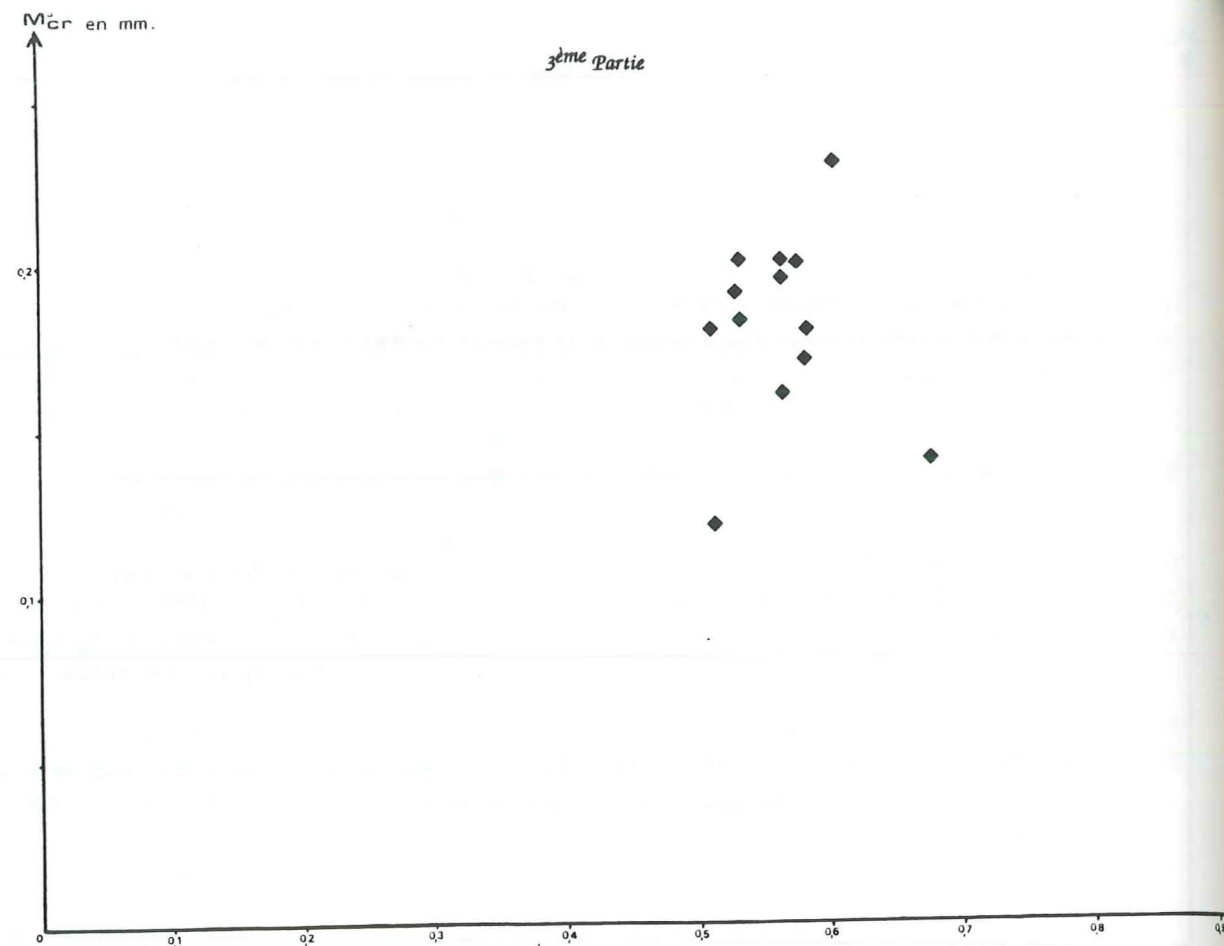


FIG. 76. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{Cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de la Crête des Gittes.

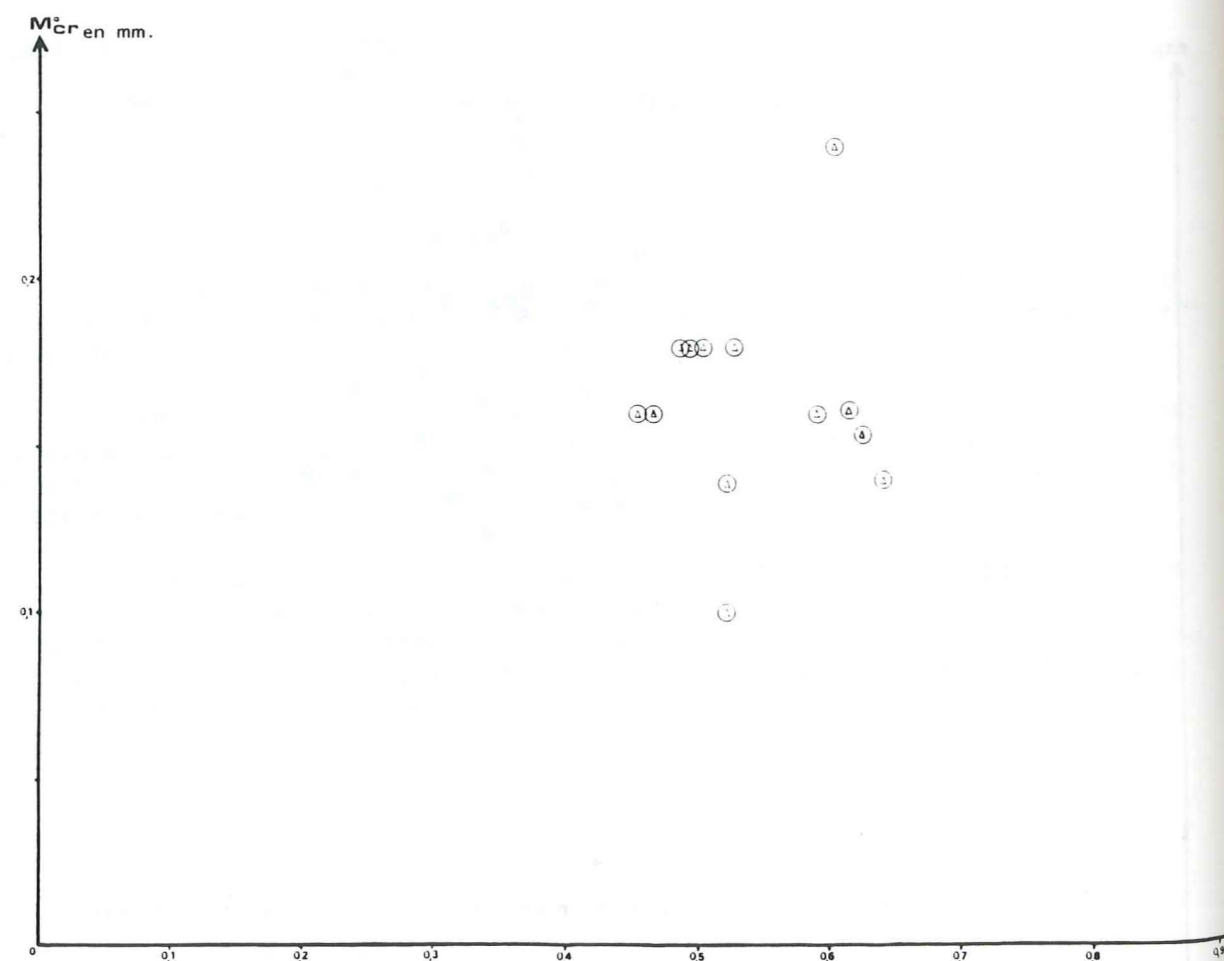


FIG. 77. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{Cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité du Quermoz.

2.1.3. L'espace basal $d(002)_{2M}$.

Dans la muscovite, l'espace basal $d(002)_{2M}$ diminue lorsque le rapport $Na/(Na+K)$ augmente (Zen et Albee, 1964; Guidotti, 1966; Guidotti et Crawford, 1967), et quand la teneur en Fe s'accroît dans la couche octaédrique (Gower, 1957) conjointement avec la teneur en Mg (Cipriani et al., 1968; Dunoyer de Segonzac et Hickel, 1972). Ces évolutions apparaissent quand le métamorphisme augmente.

Les valeurs de $d(002)_{2M}$ ont été calculées en effectuant la moyenne des valeurs obtenues à partir des pics (002) et (004) en prenant comme étalon interne pour ces mesures $d(211)$ du quartz à 1,541 Å. La plupart des différences des moyennes sont significatives à un seuil de probabilité égal ou inférieur à 0,10 (tableau VII).

Le calcul du $X_{Na}\%$ selon Guidotti (1984) a permis d'estimer la température moyenne minimale à l'aide des courbes proposées par Eugster et al. (1972).

Les résultats obtenus montrent une nette progression de la température de la zone externe (350 à 400°C) vers la zone des Brèches de Tarentaise (450 à 530°C).

A l'intérieur même des zones on peut entrevoir une même évolution:

- 350°C pour l'unité de Roselend et pour l'unité de Roselette-la Madeleine confondues;
- 400°C pour l'unité de la Crête des Gittes;
- 450°C pour l'unité des schistes de la Bagnaz;
- 530°C pour l'unité du Quermoz.

*l'air est
pas
l'anomalie
thermique ?*

2.1.4. Le paramètre b_0 .

25 mesures du paramètre b_0 en prenant comme étalon interne la raie $d(211)$ du quartz ont été retenues. Classées par unités structurales, tous les b_0 moyens sont inférieurs à 9,025 Å confirmant ainsi l'extension du domaine de la muscovite dans toute la région d'étude (fig. 79) (tableaux V, VI, VIII).

La valeur du b_0 croît lorsque le métamorphisme augmente (Sassi et Scolar, 1974; Guidotti et Sassi, 1986); elle est également dépendante de la composition lithologique (Liborio et Mottana, 1970).

Seules les valeurs dans les pélites argileuses ont été retenues afin de corréliser des ensembles lithologiquement comparables à association stable chlorite-muscovite.

A partir des b_0 moyens calculés pour chaque unité, une température et une pression minimales ont été estimées à partir des courbes de Guidotti et Sassi (1986) (fig. 80).

Les estimations donnent une température globale de 420°C et une pression de 3-3,5 Kb pour la zone delphinohelvétique interne et présentent une très bonne corrélation avec les résultats recueillis par Poty et al. (1974) sur des inclusions fluides dans le massif du Mont Blanc.

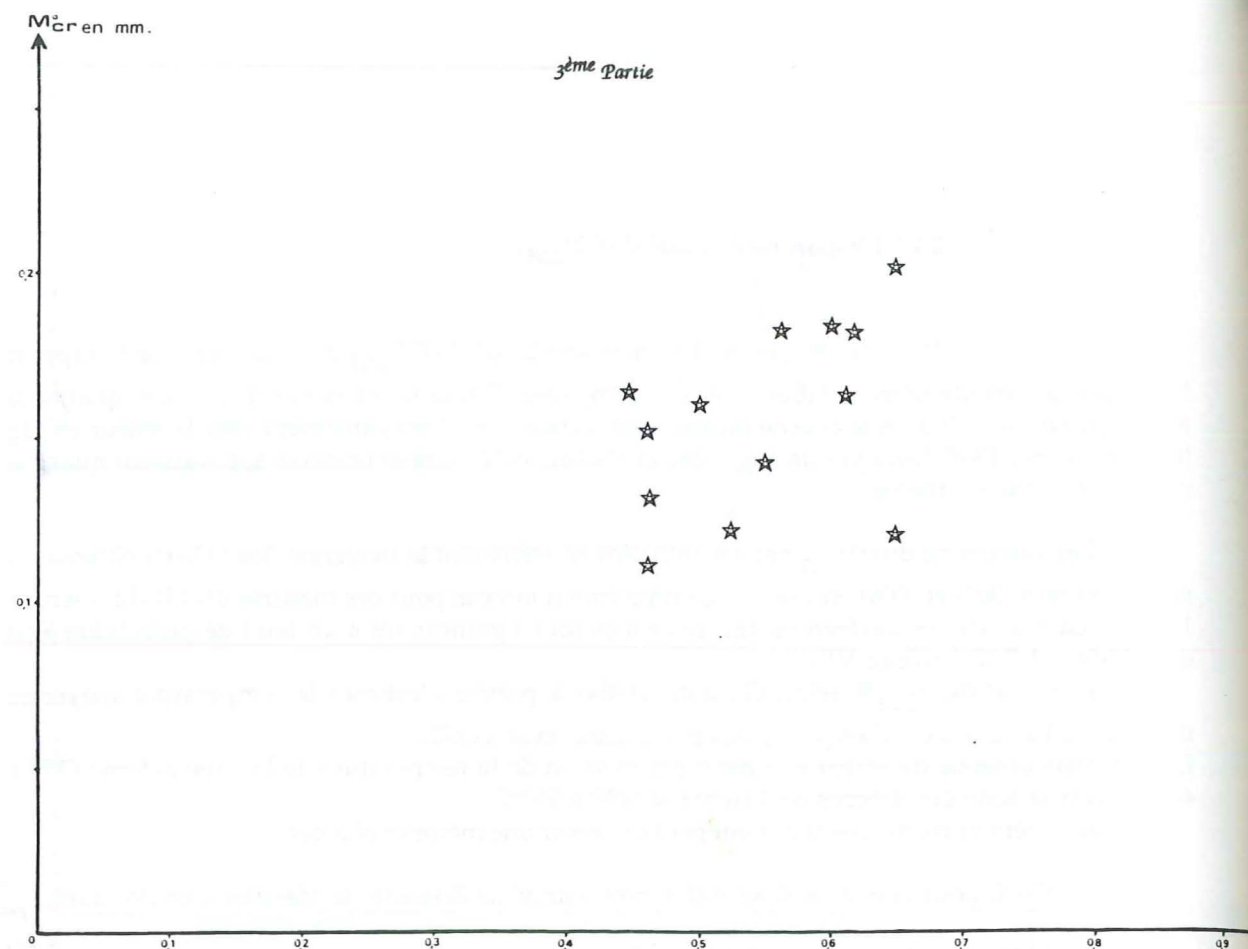


FIG. 78. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité des schistes de la Bagnaz.

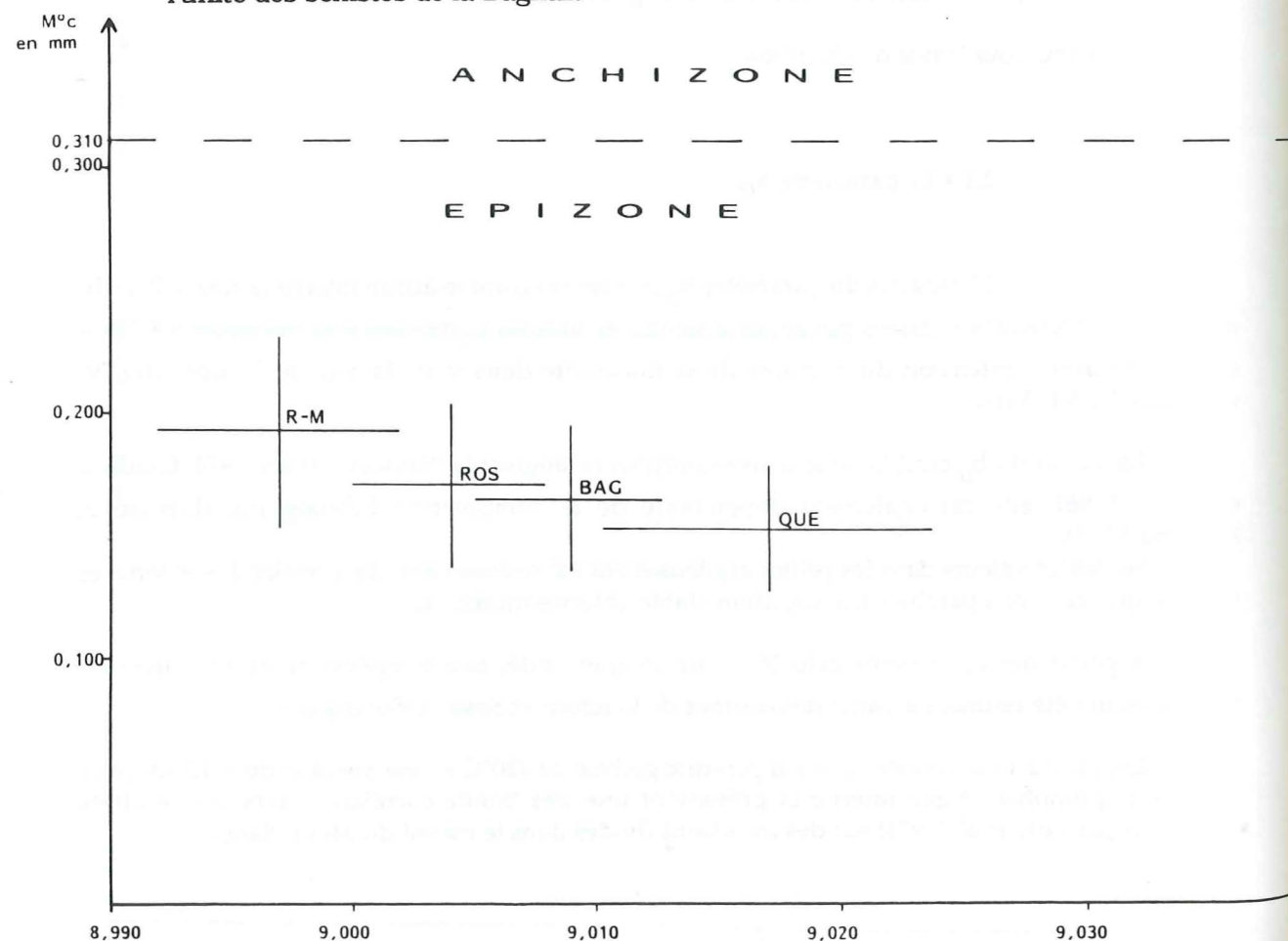


FIG. 79. Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et b_0 dans les zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise;

ROS: unité de Roselend;
R-M: unité de Roselette-la Madeleine;
BAG: unité des schistes de la Bagnaz;
QUE: unité du Quermoz.



A l'intérieur de la zone delphinohelvétique interne; l'unité de Roselend présente des températures et des pressions (420°C; 3,5 Kb) légèrement supérieures à celles des unités de Roselette-la Madeleine et de l'unité de la Crête des Gittes confondues (410°C; 3 Kb).

Dans la zone des Brèches de Tarentaise, la température estimée est de 440°C pour 4 à 5 Kb; elle est un peu plus faible que les évaluations données par la méthode de l'espacement basal $d(002)_{2M}$.

L'unité du Quermoz possède des valeurs de températures et de pressions (440°C; 5Kb) un peu plus élevées que celles de l'unité des schistes de la Bagnaz (430°C; 4 Kb).

L'intensité du métamorphisme augmente nettement de l'Ouest vers l'Est, mais elle paraît assez progressive et l'on ne peut pas parler de saute de métamorphisme contrairement à ce que pouvaient laisser présager les données structurales.

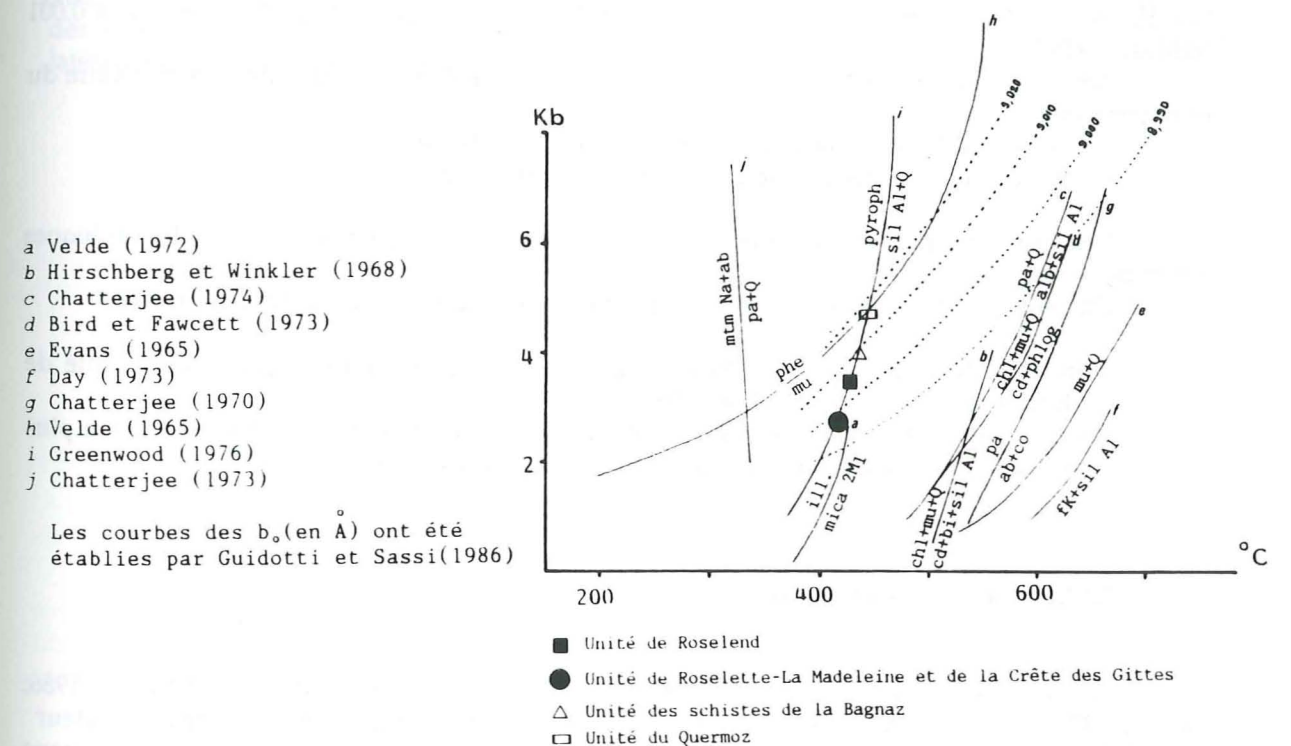


FIG. 80. Estimations des paramètres métamorphiques de chaque unité des zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise dans le diagramme pression-température.

2.2. La paragonite.

Treize diffractogrammes ont permis de repérer la paragonite principalement par les raies 002 et 00.10 (Harder, 1956).

Selon Bocquet (1974), le rapport d'intensité $I(002)_{\text{paragonite}}/I(002)_{\text{muscovite}}$ est proche de la proportion moléculaire relative de sodium. Le pourcentage calculé par cette méthode varie ici de 15 à 35 %.

L'apparition de la paragonite est essentiellement déterminée par la richesse en sodium des schistes (Hoffer, 1978) et partiellement influencée par la teneur en calcium des métapélites (Guidotti et Sassi, 1976).

Si dans certains échantillons on peut estimer que la teneur en sodium est héritée; en revanche dans les métapélites contenant de l'albite un apport de sodium au cours du métamorphisme est probable surtout à l'approche de plans de cisaillement majeurs. Cela est confirmé dans l'étude pétrographique des carbonates (§ 3^{ème} partie).

Dans les échantillons dépourvus d'albite et de fraction carbonatée, on peut mesurer l'espacement basal $d(002)$ de la paragonite qui augmente avec l'intensité croissante du métamorphisme; conjointement la valeur $\Delta = (d(002)_{\text{muscovite}} - d(002)_{\text{paragonite}})$ diminue lorsque le métamorphisme s'intensifie (Rosenfeld et al., 1958).

Les mesures du Δ , rassemblées dans les tableaux (tableaux IX, X, XI, XII, XIII), présentent des valeurs faibles correspondant à la zone à biotite (Rosenfeld et al. (1958), Zen et Albee (1964)). Les différences des moyennes sont hautement significatives à un seuil de probabilité égal à 0,001 (tableau XIV).

Ainsi, l'évolution du Δ illustre bien la croissance du métamorphisme de part et d'autre du front pennique:

- Δ moyen = 0,348 dans la zone delphinohelvétique interne;
- Δ moyen = 0,293 dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Cela confirme pleinement l'interprétation des valeurs des paramètres cristallographiques des muscovites.

On peut également dans cette étude entrevoir des nuances dans les zones elles-mêmes;

- l'unité de Roselend ($\Delta = 0,345$) est légèrement plus métamorphique que l'unité de Roselette-la Madeleine ($\Delta = 0,350$);
- dans la zone des Brèches de Tarentaise, l'unité du Quermoz ($\Delta = 0,284$) est un peu plus métamorphique que l'unité des schistes de la Bagnaz ($\Delta = 0,302$).

2.3. Le problème de la biotite.

La biotite alpine a été décrite dans les massifs cristallins externes (Guillot et Cluzel, 1986; Carme, 1977; Baggio et al. 1967). Dans toutes les couvertures des zones étudiées, la valeur $\Delta = (d(002)_{\text{muscovite}} - d(002)_{\text{paragonite}})$ correspond à la zone à biotite (§ 3.2.); par ailleurs, la zone des Brèches de Tarentaise et l'unité de Roselend possèdent des paramètres P et T supérieurs à ceux de l'apparition de la biotite pour la réaction la mieux connue $\text{stilpnomelane} + \text{phengite} = \text{biotite} + \text{chlorite} + \text{quartz}$ pour $445^\circ \pm 10^\circ$ et 4 Kb selon Nitsch (1970).

Pourtant, la biotite n'a jamais été décrite dans les couvertures de la zone delphinohelvétique interne ni dans la zone des Brèches de Tarentaise. On ne peut expliquer son absence qu'en évoquant un environnement géochimique défavorable pour son apparition dans les séries sédimentaires, dans les conditions P et T enregistrées dans la région.

IV. COMPARAISON ENTRE LES ZONES DELPHINOHELVETIQUE INTERNE, DU NIELARD ET DES BRECHES DE TARENTEISE.

On pouvait s'attendre à observer, comme dans l'histoire des déformations (§2^{ème} Partie), d'importantes différences d'intensité du métamorphisme entre la zone externe et les zones internes.

Ce n'est pas le cas, la progression du métamorphisme est importante mais régulière de l'Ouest vers l'Est. En effet, la nappe de Roselette et la zone des Brèches de Tarentaise possèdent toutes deux un métamorphisme épizonal.

En revanche, la rupture est nette de part et d'autre de l'accident majeur du Gollet entre les zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise (domaine d'épizone) d'une part et l'unité du Cheval Noir et la zone du Niéard (domaine d'anchizone, Deharveng et al., 1987) d'autre part (fig.81).

Cet accident est une grande faille verticale ancienne (§2^{ème} Partie); elle n'est pas visible vers l'Ouest dans la nappe de Roselette ni vers l'Est dans la zone subbriançonnaise; cependant, on doit tenir compte des importants décrochements postschisteux le long des limites entre les zones subbriançonnaise et des Brèches de Tarentaise (§2^{ème} Partie, II): si la nappe du Petit-Saint Bernard appartient bien à la zone subbriançonnaise comme le pensent J. et P. Elter (1965), il existerait également une saute de métamorphisme très importante dans la zone subbriançonnaise entre la nappe du Petit-Saint Bernard au NE et les nappes du Pas du Roc et de la Grande Moendaz au SW.

Cette grande faille limite ainsi deux domaines métamorphiques et tectoniques distincts mais paléogéographiquement semblables (les zones des Brèches de Tarentaise et du Niéard ont des substratums identiques à affinité briançonnaise), celle-ci correspond à une grande rampe latérale mise en place dès les premiers évènements synschisteux.

V. CONCLUSION DE L'ANALYSE METAMORPHIQUE DANS LES FACIES ARGILEUX.

L'association minéralogique issue de métamorphisme est pauvre en espèces, se résumant en une association chlorite-muscovite-quartz-calcite parfois complétée par la paragonite, l'albite et le chloritoïde. Ce dernier est cependant strictement localisé dans certains horizons calcschisteux de l'unité de Roselend et apparaît comme une néoformation tardi-schisteuse (Eltchaninoff et Triboulet, 1980).

Cette association appartient au faciès schistes verts. Cette dernière est bien développée dans les formations de Terres Noires de la zone delphinohelvétique interne.

L'association minéralogique originelle devait correspondre, comme dans le Sud des massifs subalpains, à un assemblage smectite-illite-kaolinite-interstratifiés irréguliers dans les régions de diagenèse débutante (Dunoyer de Segonzac, 1969; Artru, 1972), illite-chlorite-interstratifiés réguliers dans les sites à fort enfouissement sédimentaire ou d'origine tectonique lors de la mise en place des nappes internes.

Dans les régions de diagenèse ou d'anchizone, les facteurs climatiques ou sédimentaires influent encore largement sur la répartition des associations minéralogiques (Ferry et al., 1983; Deconinck et Chamley, 1983).

Dans les sites étudiés, la lithologie originelle ainsi que la position stratigraphique des schistes ou des calcschistes analysés ne semblent guère influencer sur les associations ou sur les principaux paramètres cristallographiques des phyllites.

* Le premier événement métamorphique est contemporain de la période synschisteuse de flux S_2 dans la zone externe ainsi que dans la zone des Brèches de Tarentaise, très probablement; cet événement est mis en évidence par l'étude des micas (fig.82).

- Dans la nappe de Roselette, on remarque globalement un métamorphisme croissant de l'Ouest vers l'Est ($M_{cr}^{\circ} = 1,92 \pm 0,40$ pour l'unité de Roselette-la Madeleine, 350° et $3Kb$; $M_{cr}^{\circ} = 1,81 \pm 0,27$ pour l'unité de la Crête des Gittes, 400° et $3Kb$) à l'exception de l'unité de Roselend, légèrement plus métamorphique, directement en contact tectonique avec le socle cristallin de Belledonne ($M_{cr}^{\circ} = 1,70 \pm 0,35$; 420° , $3,5Kb$).

Cette particularité pourrait résulter d'une anomalie thermique au contact des socles comme déjà on pouvait le pressentir d'après les données de Eltchaninoff et Triboulet (1980) pour l'unité du Rocher du Vent en contact tectonique avec le socle du Mont Blanc anormalement plus métamorphique que les couvertures environnantes.

Cependant dans le cas de l'unité de Roselend, cette exception dans l'évolution du métamorphisme s'explique plus facilement en supposant une anomalie thermique à la base de la nappe de Roselette engendrée par les frictions dans les plans de charriage (Reitan, 1968).

A la base de la nappe des massifs subalpains, Giot et al. (1987) ont observé des anomalies thermiques identiques renforçant ainsi cette hypothèse.

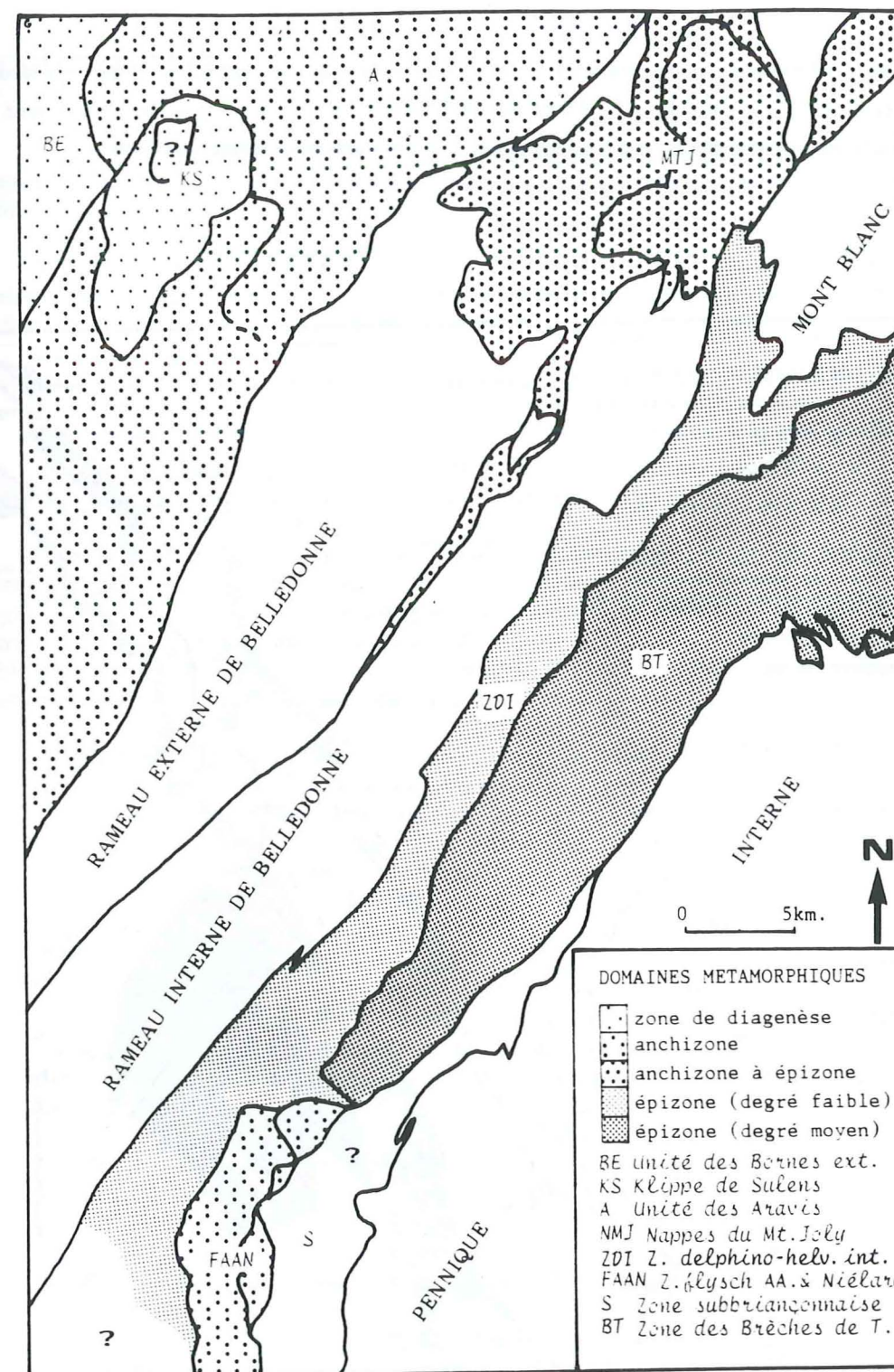


FIG. 81. Carte générale du métamorphisme dans les zones dauphinoise, du Niéard, subbriançonnaise et des Brèches de Tarentaise (d'après Deharveng et al. (1987) pour les zones à flysch des Aiguilles d'Arves; Martini (1972) pour la zone delphinohelvétique externe).

- Dans la zone des Brèches de Tarentaise, le métamorphisme augmente de l'Ouest vers l'Est ($M^{\circ}_{Cr} = 1,63 \pm 0,32$ pour l'unité des schistes de la Bagnaz, 450° et 4 Kb; $M^{\circ}_{Cr} = 1,53 \pm 0,27$ pour l'unité du Quermoz, 530° et 5 Kb).

* Le second évènement métamorphique contemporain du dernier épisode synschisteux (S_3 , P_3) est plus ténu mais reste dans le domaine de l'épizone; il est accompagné localement d'une néoblastèse de chloritoïde dans l'unité de Roselend (Eltchaninoff et Triboulet, 1980).

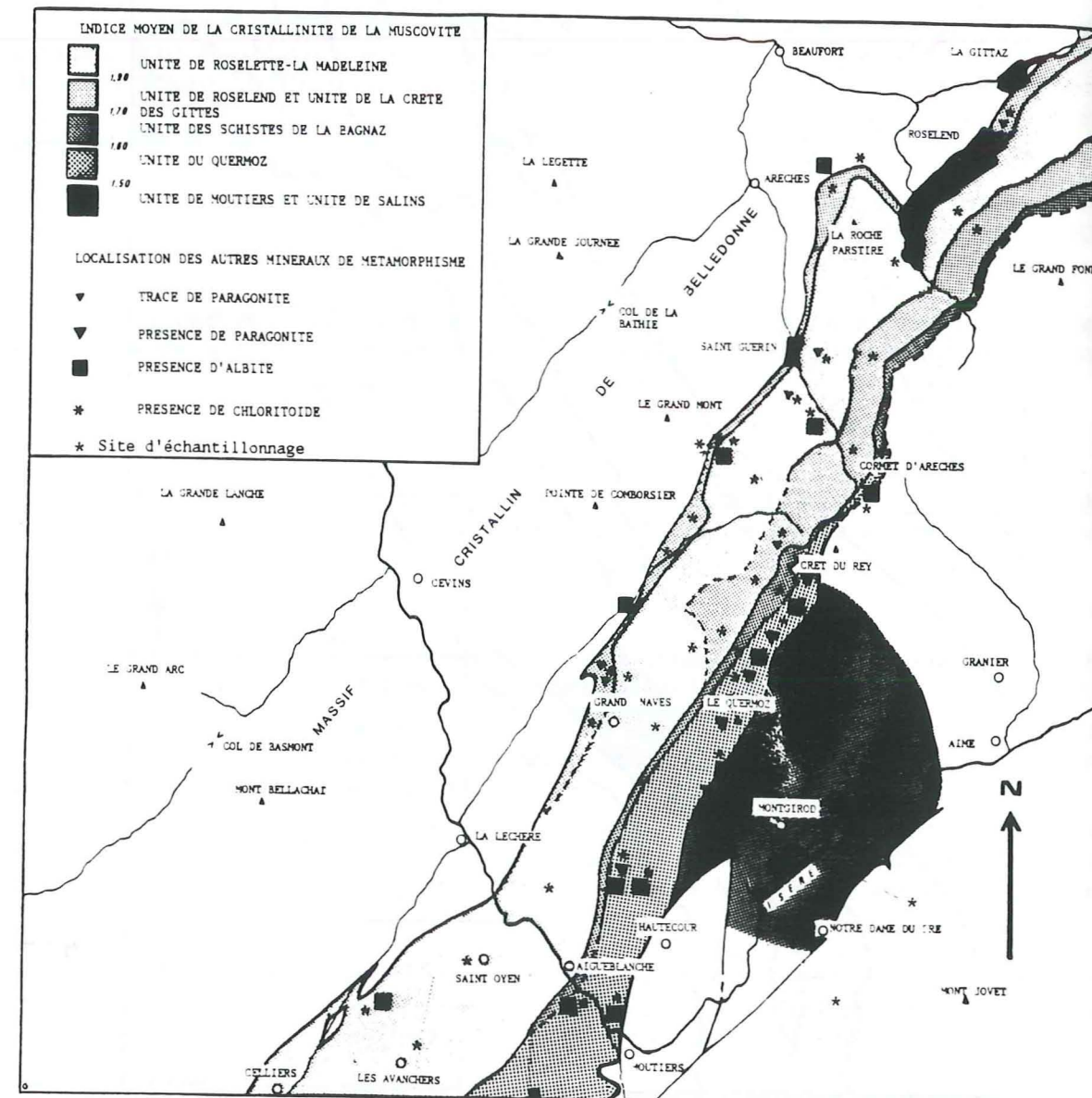


FIG. 82. Carte du métamorphisme dans la zone delphinohelvétique interne et dans la zone des Brèches de Tarentaise.

DIAGENESE ET METAMORPHISME DANS LES FACIES CARBONATES

INTRODUCTION GENERALE.

Les analyses sédimentologiques et pétrographiques ont amené à préciser la succession stratigraphique et les conditions paléogéographiques des différents faciès tant dans la zone dauphinoise que dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard.

Pourtant, depuis les premières recherches, l'absence de tout argument paléontologique et la précarité de toutes les datations indirectes par analogies de faciès dans les séries détritiques de la zone des Brèches de Tarentaise ne permettent pas de leur attribuer des âges précis.

Ainsi, dans l'unité du Quermoz, les brèches du Quermoz azoïques ont été attribuées au Dogger en les comparant aux brèches datées du Dogger de l'unité du Niélard.

Le flysch de Tarentaise est au moins post-turonien-campanien à tertiaire; il pourrait être comparé au flysch daté du Priabonien de l'unité du Niélard.

Pour essayer de dater précisément ces séries détritiques et de les intégrer dans les reconstitutions paléogéographiques de l'arc alpin, on se propose d'établir les caractéristiques pétrographiques, géochimiques et isotopiques de chaque série déritique azoïque de l'unité du Quermoz et de les comparer avec les séries détritiques bien datées de l'unité du Niélard. Il est possible que ces caractéristiques relèvent en partie de l'histoire diagénétique antémétamorphique pouvant posséder une certaine valeur stratigraphique.

L'étude pétrographique et géochimique vise donc deux objectifs:

- préciser l'histoire des formations et en tirer arguments paléoenvironnementaux;
- fournir des signaux d'ordre stratigraphique.

Pour tenter d'atteindre ces objectifs, on a procédé selon deux approches:

* les matrices les moins recristallisées des conglomérats, n'ayant jamais subi de dolomitisation étant sélectionnées afin d'établir les caractéristiques géochimiques et isotopiques anteschisteuses dans chaque série déritique; ces caractéristiques ont été testées par rapport à celles des phases minérales engagées dans les microstructures syn et postschisteuses;

* définir la succession des différents évènements diagénétiques puis tectono-métamorphiques pour chaque faciès analysé dans chacune des unités étudiées.

Pour cela, la microstratigraphie des ciments calcitiques syntectoniques de chaque épisode tectonique synschisteux ou postschisteux reconnu a été établie puis ces ciments ont été analysés séparément. Ces résultats ont été corrélés avec ceux de l'étude cristallographique des phyllites.

Cette double approche permet de démêler l'histoire tectonométamorphique dans chaque unité et l'évolution diagénétique anteschisteuse. Elle donne les moyens de corréler et d'interpréter une part des signaux géochimiques et isotopiques en termes de chronologie et de chronostratigraphie indirecte.

A. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES CARBONATES.

I. INTRODUCTION.

* A partir d'une étude pétrographique des faciès carbonatés des zones, dauphinoise, des Brèches de Tarentaise et du Niélard, la succession des différents événements d'origine diagénétique ou tectonométamorphique dans chaque zone peut être établie. Elle doit être corrélée avec l'histoire des épisodes tectoniques déduite de l'étude microstructurale. Cela permet d'intégrer les transformations pétrographiques et géochimiques des différents microfaciès dans l'histoire des microdéformations.

L'ouverture ou la réouverture de porosités dans les différentes microstructures et leur remplissage par des générations successives de ciments, la déformation des éléments figurés dans une matrice subissant plusieurs recristallisations sont des événements successifs ou contemporains engendrés par les déformations synschisteuses à postschisteuses (§ 2^{ème} partie).

Or dans toutes les zones étudiées, l'histoire tectonique paroxysmale débute après la sédimentation des derniers dépôts de flyschs priaboniens par une période plicative synschisteuse de flux (S_1 et S_2 dans la zone des Brèches de Tarentaise, S_2 uniquement dans la zone dauphinoise) immédiatement suivie par une période plicative synschisteuse liée à une crénulation (S_3) commune à toutes les zones, terminant ainsi la période synschisteuse. Cette dernière est suivie d'une période de fracturation complexe tardive que l'on a nommé période postschisteuse (§ 2^{ème} partie).

La reconnaissance des ciments et des remplacements synschisteux et postschisteux permet de retrouver les traces minéralogiques et texturales antérieures d'origine diagénétique ou même originelles appartenant à la période anteschisteuse complexe et fort mal connue. A partir de cette étude, la stratigraphie de la diagenèse et du métamorphisme peut être établie pour la première fois en étroite relation avec la succession des événements tectoniques qui l'a conditionnée.

Bien que chaque faciès des zones, dauphinoise, des Brèches de Tarentaise et du Niélard constitue à lui seul un cas particulier avec ses transformations pétrographiques propres, l'observation des microfaciès permet de discerner une évolution métamorphique générale toujours étroitement liée aux épisodes tectonométamorphiques.

* Deux sortes d'observations ont été menées à bien pour décrire les lithofaciès, les différentes phases minérales de néogenèse (carbonates en ciment, en remplacement, quartz et phyllites authigènes) et leurs structures diagénétiques ou tectonométamorphiques;

- une coloration des lames minces associant l'alizarine Rouge S et le ferricyanure de potassium (Friedman, 1959; Dickson, 1965, 1966; Evamy, 1969) a toujours précédé l'observation au microscope optique; elle a été suivie d'une recherche des grains reliques au microscope électronique à balayage;

- une observation en cathodoluminescence complète confirme les interprétations déduites de l'observation au microscope optique; elle permet d'établir une chronologie relative détaillée des familles de ciments, de remplacements, de recristallisations à partir de la notion de séquence de zones (Amieux, 1981, 1982; Franck et al., 1982).

Quelques faciès carbonatés parmi les plus caractéristiques ont été choisis:

- en zone delphinohelvétique interne:

- = les faciès dolomitiques du Trias;
- = les faciès calcaréogréseux du Bajocien-Bathonien;
- = les faciès calcitiques purs du Tithonique;

- en zones des Brèches de Tarentaise et Niélard:

- = les faciès dolomitiques du Trias;
- = les faciès calcaréogrésodolomitiques des séries détritiques;
- = les faciès calcitiques purs du Lias.

II. PETROGRAPHIE DES FACIES CARBONATES DE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE.

Afin de reconstituer l'évolution métamorphique dans la zone delphinohelvétique interne, trois faciès ont été choisis:

- un faciès dolomitique (dolomies du Trias);
- un faciès calcaréogréseux (calcaires gréseux du Bajocien-Bathonien);
- un faciès calcitique pur (calcaires du Tithonique).

1. Les faciès dolomitiques.

1.1. Nature et répartition des dolomies.

Dans la nappe de Roselette, les faciès dolomitiques sont uniquement triasiques mais cependant très variés. Au-dessus des grès tégumentaires, des grès à matrice dolomitique passent stratigraphiquement à des dolomies beiges ou rousses pures (châlet des Rognoux (fig.8), rive droite du Pontcellamont, rive droite du torrent de la Glaize); deux bancs de dolomie beige clair sont intercalés dans les schistes et les calcschistes du Rhétien (le long de la route Combelouvière à la Thuile (fig.10), dans le talus de la route de Celliers au col de la Madeleine). Accompagnant ces dolomies pures, des brèches dolomitiques monogéniques sont localisées à leur sommet sous des contacts anormaux tangentiels mais aussi dans la masse même de ces dolomies (plateaux des Rognoux).

Des brèches polygéniques associées ou non à des masses gypsifères se situent dans les contacts anormaux majeurs. La genèse d'origine tectonique de ces brèches ne fait aucun doute (col de la Louze, col du Pré, les Lanches).

Comme l'on remarqué de nombreux auteurs (Leine, 1968; Gand, 1973), dans ces brèches, les éléments dolomitiques et schisteux anguleux sont le plus souvent séparés entre eux par de minces filonnets millimétriques ou centimétriques de calcite blanche;

En surface, la matrice dolomitique se désagrège, laissant en relief les filonnets de calcite. Ces brèches prennent l'aspect vacuolaire typique des carneules. Ces dernières résultent d'une altération superficielle quaternaire à actuelle des dolomies triasiques bréchifiées pendant les événements tectonométamorphiques alpins.

A l'échelle de l'affleurement, au col de la Louze ou sur le plateau du chalet des Rognoux, on peut observer les relations entre les dolomies et brèches tectoniques:

les dolomies beiges claires massives, peu fracturées, peuvent évoluer latéralement ou verticalement en des dolomies très fracturées de même nature lithologique; cette fracturation importante donne un aspect bréchique à la roche qui devient vacuolaire sous l'altération atmosphérique.

Le passage des dolomies aux brèches tectoniques peut être progressif et appartenir au même lithofaciès. Sur les affleurements, cette bréchification se développe seulement dans les microfaciès dolomicritiques purs, en suivant des horizons lithostratigraphiques précis ou des couloirs subverticaux tectonisés.

En revanche, dans les dolomies gréseuses ou calcaires, le débit schisteux s'exprime d'autant plus facilement que l'hétérogénéité pétrographique d'origine sédimentaire est marquée. Le débit schisteux se substitue alors rapidement à la fracturation. Une éventuelle silicification ou une calcitisation en ciments ou en remplacements peut être observée le long des plans de schistosité. Mais cette évolution est très localisée et de peu d'importance.

La bréchification dépend donc uniquement du lithofaciès dolomitique et de sa compétence (Griggs et Handin, 1960).

Dans toutes ces brèches dolomitiques, les fractures ouvertes sont peu étendues, courbes, décalées entre elles par les fractures plus tardives ou déformées par leurs rejeux successifs. Dans ce cas, préciser la chronologie et la géométrie de ces fractures est pratiquement impossible à réaliser. Cependant à l'échelle de la lame mince, une histoire chronologique relative peut être établie et il est possible dans tous les cas observés de montrer une évolution complexe ubiquiste.

1.2. Caractères pétrographiques des matrices dolomitiques et des ciments des fractures.

A l'échelle de la lame mince, les dolomies du Trias sont formées d'un fond micritique (définitions de Folk, 1959, 1965; Bathurst, 1975) ou cryptocristallin (dans le sens de Cayeux, 1935) (pl.17,a; pl.18,a,b; pl.19,a).

-La dolomicrite matricielle ne présente pas de recristallisation dolosparitique et la porosité actuelle est réduite aux vides intramicritiques. Il est remarquable de noter l'extrême stabilité de cette dolomicrite, en totale opposition avec l'évolution des faciès calcitiques voisins.

Cependant une microsparite (dans le sens de Folk, 1959, 1965) peut l'envahir (pl.18,a,b); la répartition de ce microspar très hétérogène est géométriquement indépendant des différentes fractures. La calcitisation a probablement débuté par une cimentation des microporosités matricielles de la dolomicrite en évoluant rapidement vers le remplacement de la matrice elle-même. Cette calcitisation est d'autant mieux exprimée que la fracturation est intense; la densité de fractures favorise directement la circulation des fluides dédolomitisateurs et par conséquent la dédolomitisation matricielle elle-même.

-De nombreuses fractures ouvertes recoupent la matrice dolomicritique. On peut reconstituer l'histoire tectonométamorphique en établissant la chronologie relative des différentes générations de fractures et de leurs ciments ou de leurs remplacements:

= une première famille de fractures ouvertes multiples, conjuguées ou non, d'épaisseur millimétrique sont remplies par une dolosparite baroque de ciment d'une taille de 500 μm , automorphe, grise en lumière naturelle (pl.17,a,b; pl.18,a,b,c).

En cathodoluminescence, cette dolosparite très homogène possède une luminescence de couleur orange foncé démontrant ainsi la présence de l'activateur Mn^{2+} (Amieux, 1981, 1982) (pl.18,a,b,c).

La taille des cristaux de dolosparite reste constante du bord de la fracture jusqu'à son centre. On retrouve tous les caractères de la dolosparite de ciment ou de remplissage répertoriés par M'Rabet (1979);

= une deuxième famille de fractures ouvertes d'épaisseur millimétrique recoupe la première.

En général, un premier ciment de dolosparite idiomorphe de 200 μm de long, claire en lumière naturelle, de couleur orangé vif en cathodoluminescence (pl.17,c,d) remplit ces fractures.

Un second ciment est formé d'une calcite drusique (Bathurst, 1958) associée ou non à du quartz en ciments tardifs; les cristaux automorphes à subautomorphes de calcite ont une taille de 30 à 40 μm (pl.17,c,d;pl.18,a,b,c).

En cathodoluminescence, cette calcite drusique a généralement une luminescence faible de couleur brun foncé à brun orangé clair le long des bords intercrystallins et dans certains petits cristaux (pl.18,a,b,c). Cette couleur de luminescence révèle selon Medling (1962) l'action antagoniste d'ions Fe^{3+} et Mg^{2+} dans les cristaux.

Cette deuxième famille est souvent accompagnée d'un rejeu de la première famille. On observe alors dans cette dernière des pseudomorphoses de l'ancienne dolomite baroque en quartz ou en calcite de remplacement (dans le sens de Krumbein, 1942) (pl.17,c,d). Ce phénomène de dédolomitisation est présent principalement à l'intersection de la première famille et de la seconde; il est localisé le long des épontes de la première famille de fractures ouvertes (fig.83);

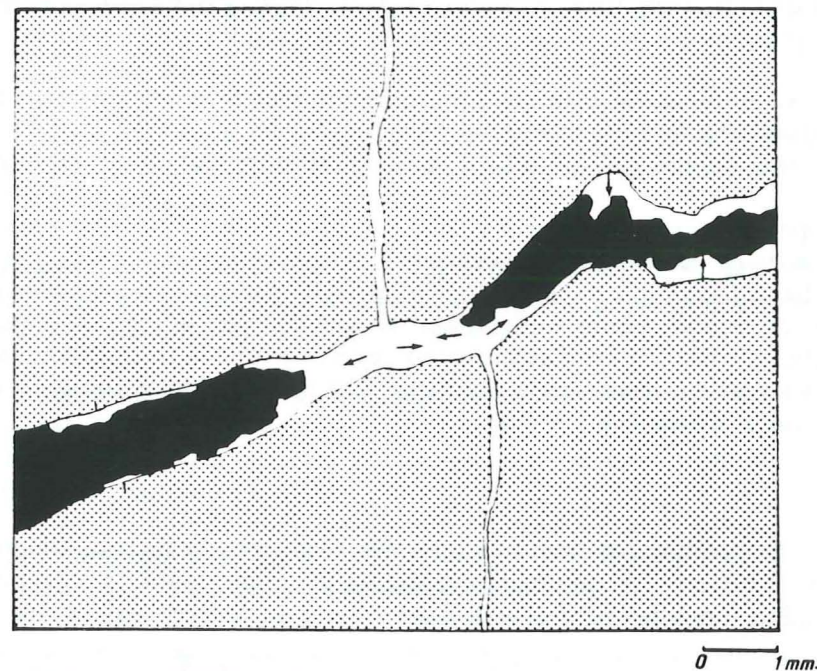


FIG. 83. dédolomitisation dans une fracture.

A l'intersection entre une ancienne fracture à ciment dolomitique (en noir) et une fracture récente à ciment calcitique (en blanc), on observe le remplacement du ciment dolomitique par de la sparite (en blanc) préférentiellement à l'intersection entre les deux fractures mais également le long des épontes de la première fracture.

La matrice dolomitique encaissante est symbolisée par un figuré uniforme en pointillés.

= une troisième famille de fractures ouvertes à ciments calcitiques ou quartzitiques est associée à des phénomènes de dédolomitisation de tous les ciments dolosparitiques antérieurs par de la sparite (pl.17,a,b;pl.18a,b,c).

En cathodoluminescence, cette calcite de ciment ou de remplacement a une couleur luminescente jaune vif engendrée par la présence prédominante de l'activateur Mn^{2+} sur l'inhibiteur Fe^{3+} (pl.18,b).

1.3. Développement de l'albite dans les faciès dolomitiques.

Dans les faciès dolomitiques, le seul minéral silicaté néoformé est une albite toujours automorphe ne dépassant jamais un millimètre de longueur. Les individus sont souvent maclés Carlsbad ou parfois albite et accolés tête-bêche formant la macle quadruple "Roc Tourné" (pl.19,a). Ce sont des albites assez pures dont la teneur en anorthite dépasse rarement 5% d'après les angles d'extinction. Les inclusions très fréquentes sont formées de dolomite, de calcite ou plus rarement de minéraux opaques.

La répartition de l'albite dans la matrice dolomitique ne semble pas être liée au réseau de fractures d'extension. Certaines albites sont recoupées par des fractures (pl.19,a), d'autres au contraire se surimposent tardivement à ces dernières. Cela suggère qu'il existe au moins deux générations de minéraux néoformés comme cela a été prouvé par Kastner (1971) au Roc Tourné en zone briançonnaise. Les feldspaths peuvent apparaître très tôt dans les faciès géochimiquement favorables (carbonates associés à des évaporites) dès les premiers stades de l'enfouissement (Dunoyer de Segonzac, 1969), pendant les événements synschisteux ou très tardivement lors des derniers épisodes de fracturation postschisteuse (fig.84).

faciès dolomitiques	faciès calcitiques
Albite de néogenèse liée aux événements hydrothermaux tardifs.	
Albite de néogenèse liée aux événements synschisteux S_2 .	Albite de néogenèse liée aux événements synschisteux S_2 .
Albite de néogenèse liée à l'enfouissement.	

FIG. 84. Tableau résumant les générations successives de l'albite dans les faciès dolomitiques et calcitiques de la nappe de Roselette.

1.4. Chronologie et origine des phases minéralogiques.

L'étude microtectonique est difficilement réalisable dans les faciès bréchifiés; cependant à l'échelle de la lame mince, il est possible d'établir une histoire générale des phases minérales engagées dans les microstructures syn et postschisteuses (fig.85, 86);

- pendant les épisodes synschisteux, les fractures d'extension sont remplies essentiellement par une dolosparite baroque appartenant au domaine métamorphique épizonal, en accord avec les interprétations de Radke et Mathis (1980);

- au tout début de la période postschisteuse, les fractures sont remplies par une dolosparite idiomorphe puis par d'une calcite drusique; cette cimentation peut être déjà accompagnée d'un début de dédolomitisation de la dolosparite baroque antérieure;

- en fin d'évolution postschisteuse, une cimentation calcitique est souvent associée à du quartz en ciment dans le stade ultime du remplissage des dernières fractures; une dédolomitisation importante affecte toutes les générations de dolosparites de ciment et même les dolomicrites matricielles.

La bréchification des dolomies triasiques est toujours associée à une cimentation calcitique et résulte d'une même évolution du chimisme des fluides syntectoniques.

Si au début de la fracturation des dolomies, les fluides sont sursaturés en ions Mg^{2+} , leur chimisme évolue vers une sous-saturation au cours de la bréchification entraînant une dédolomitisation des ciments et parfois de la matrice dolomitique. Les fluides de ces faciès dolomitiques riches en ions Mg^{2+} seront les vecteurs d'une dolomitisation de fracture dans les faciès calcitiques (§ 3.).

La genèse d'une bréchification d'un matériel compétent, tel que les dolomies triasiques, sous l'effet de pressions de fluides anormalement élevées (Goguel, 1959, 1965) est classiquement assimilée à une fracturation hydraulique (Masson, 1972).

		matrice dolomitique	remplissage des fractures
I			
PS	Evolution diagenétique et tectono-métamorphique des faciès dolomitiques dauphinois	dédolomitisation de la matrice par une micro-sparite de remplacement.	fractures à ciment de sparite et dédolomitisation des ciments dolosparitiques par du quartz et de la calcite mosaïque de remplacement.
S ₃			↑
à			fractures à ciment de sparite drusique.
S ₂		très rares recristallisations de la dolomicrite	↑
AS		?	?

PS PERIODE POSTSCHISTEUSE

S₂ à S₃ PERIODE SYNCHISTEUSE

AS PERIODE ANTESCHISTEUSE

FIG. 85. Tableau chronologique récapitulatif des structures et des minéralogies anteschisteuses à actuelles dans les faciès dolomitiques du Trias de la nappe de Roselette.

I : périodes tectoniques.

AS: période anteschisteuse;

S : période synschisteuse;

PS: période postschisteuse.

	faciès dolomitiques	faciès gréseux	faciès calcitique pur
structures et minéralogies actuelles de la matrice	dolomicrites à plagioclases, fracturées et partiellement dédolomitisées	calcisparites partiellement silicifiées	calcisparites à rares cherts
↑	↑	↑	↑
structures et minéralogies anteschisteuses	dolomicrites	calcimicrites et calcimicrosparites	calcimicrites à rares cherts

FIG 86. Tableau récapitulatif des structures et des minéralogies anteschisteuses et actuelles dans les différents faciès dauphinois.

2. Les faciès calcaréogréseux.

Les calcaires silteux ou gréseux du Bajocien-Bathonien donnent une bonne illustration des transformations métamorphiques et diagénétiques dans les faciès calcaréogréseux.

2.1. Description pétrographique des sites déformés non schistosés.

2.1.1. Pétrographie des matrices calcitiques.

Dans les calcaires silteux ou gréseux du Bajocien-Bathonien, la matrice micritique ou microsparitique a recristallisé totalement en une sparite mosaïque équante ou orientée dans le plan de la schistosité principale (pl.2,d).

Cette recristallisation peut être plus ou moins évoluée et l'on observe tous les stades entre une sparite fine et une sparite grossière dans un même faciès. Ces divers stades de recristallisation illustrent donc les influences variables de chaque événement tectonométamorphique synschisteux ou postschisteux dans un volume non uniformément déformé.

Mais la taille de la sparite dépend aussi des lithofaciès eux mêmes; la matrice calcitique est sparitique dans les faciès calcaréogréseux, microsparitique dans les faciès schisteux des calcaires Bajocien-Bathonien; la taille des cristaux diminue quand la roche est riche en phyllites.

Dans la matrice calcitique, de petits cristaux polygonaux de quartz, à limites nettes et courbes dont la taille varie de 10 à 70 μm , sont plus ou moins allongés dans le plan de déformation principal (pl.2,d). Ils forment des zones de quartz microcristallin qui est substitué à la sparite matricielle; ce quartz n'en conserve que très rarement les structures microcristallines initiales.

En cathodoluminescence, le quartz en ciment ou en remplacement de la matrice calcitique possède une luminescence de couleur marron sombre caractéristique des roches métamorphiques (type II de Zinkernagel, 1978).

La répartition de ce quartz microcristallin de remplacement est principalement contrôlée par la nature et l'intensité des microdéformations successives synschisteuses et postschisteuses.

Ces cristaux de quartz microcristallin sont préférentiellement allongés dans le plan de déformation principale, le long des plans de schistosité matérialisés par des stylolithes intramatriciels ou par l'alignement des minéraux phylliteux, dans les cisaillements intenses des cristaux de sparites. On retrouve ce quartz de remplacement dans toutes microzones où la calcite est localement déformée entre deux gros grains de quartz détritiques par exemple.

Dans tous les cas, les zones de microdissolution de la calcite présentent toujours une forte silicification et les minéraux opaques ou les phyllites alignées forment les stylolithes. Ainsi, la présence de phyllites dans les faciès calcaréogréseux facilite la silicification de remplacement de la matrice calcitique.

Il est d'ores et déjà important de remarquer que la présence de minéraux phylliteux autorise le développement d'une silicification d'origine tectonométamorphique; bien au contraire, la silicification d'origine diagénétique ne peut apparaître et croître qu'en absence d'argile (Rio, 1982).

2.1.2. Caractères pétrographiques du quartz d'origine détritique.

Les grains détritiques de quartz sont souvent polycristallins avec parfois une extinction roulante en lumière polarisée analysée. Ils sont peu ou pas fracturés mais ont subi pourtant une importante recristallisation et de nombreuses déformations. Ces grains présentent surtout de nombreux golfes de corrosion remplis par une microsparite. Leur bord est totalement dépourvu du ciment siliceux syntaxique (pl.2,d).

En cathodoluminescence, les grains siliceux détritiques ont une luminescence variée de couleur bleu pâle à bleu sombre. Cette couleur est caractéristique dans tous les faciès du quartz d'origine détritique.

La dissolution du quartz d'origine détritique est la source en silice des ciments quartzeux syntectoniques dans les plans de schistosité, dans les fentes d'extension et dans les fractures mais aussi de la silicification générale de la matrice calcitique des calcaires gréseux du Bajocien-Bathonien.

2.2. Description pétrographique des sites schistosés.

Dans la zone delphinohelvétique interne, on a dénombré deux générations de schistosité:

- une génération de schistosité pénétrative de flux (S_2);
- une génération de schistosité liée à une crénulation (S_3).

* A l'échelle de la lame mince, on observe toujours une même évolution pétrographique autour des plans de schistosité de flux: dans les calcaires grésoschisteux du Bajocien-Bathonien, les phyllites agradées d'origine détritique sont réorientées mécaniquement dans le plan de schistosité; celles-ci sont entourées de quartz microcristallin de néogenèse sur 100 μm d'épaisseur (pl. 14, c, d), tandis qu'au delà on trouve la matrice sparitique orientée contenant des grains détritiques de quartz corrodés; la réorientation des phyllites dans le plan normal au raccourcissement maximal favorise le remplacement de la calcite par le quartz; les plans de schistosité sont des stylolithes le long desquels on assiste aux prémices des litages tectoniques des domaines plus profonds.

* Le long des schistosités (S_3) liées à une crénulation, deux évolutions pétrographiques sont présentes respectivement dans les flanc longs et les flancs courts des microplis dissymétriques P_3 :

par S_2 - dans les flancs longs, la transposition des phyllites héritées de la schistosité S_2 des plans de schistosité S_3 est totale; comme de nombreux auteurs (Ramsay, 1967; Plotto, 1977; Gray, 1979; Tricart, 1980), nous observons deux origines de transposition:

- * une rotation des anciens plans schisteux dans le plan perpendiculaire à la direction de la nouvelle contrainte principale
- * des microdissolutions complexes.

Nous relevons tout d'abord la dissolution et le remplacement de la calcite par du quartz microcristallin (pl.16, b), puis la disparition du quartz lui-même au profit des phyllites et des oxydes; ce plan de schistosité est un stylolithe complexe affectant la calcite mais aussi le quartz comme l'avait déjà remarqué Gratier (1979) au Sud de la Maurienne;

- dans les flancs courts et dans les charnières des microplis (pl.15, e, f), la transposition partielle des plan S_2 dans les nouveaux plans de dissolution S_3 est accompagnée d'une cimentation de quartz en polygones ou en fibres d'extension de part et d'autre du plan S_3 matérialisé par les phyllites héritées et transposées.

Ces observations illustrent bien le modèle de Paterson (1973) selon lequel les flancs longs des microplis dissymétriques (perpendiculaires à la direction de raccourcissement maximal) possèdent uniquement des lits phylliteux et d'oxydes tandis que les flancs courts et les charnières de ces mêmes microplis et les charnières de plis symétriques (Cosgrove, 1976) (parallèles à la direction de raccourcissement maximal) sont accompagnés de lits quartzeux et calcitiques.

Nous voyons donc que les litages sont différents selon leur position dans les plis et selon l'état de déformation de ces plis par "buckling" (Ramsay, 1967).

Dans les sites étudiés, les litages sont d'autant plus discrets que la composante d'aplatissement est faible et que les plis sont larges et donc d'ordre inférieur (Ramberg, 1964).

Les lits phylliteux sont bien développés dans les zones à forte déformation et les lits quartzeux sont bien représentés dans les zones moins déformées et moins aplaties; cette observation est conforme à l'évolution générale des faciès argileux calcaréogréseux décrite dans tous les stades de déformation (Soula et Debat, 1976).

La calcite est très soluble ce qui est depuis longtemps admis mais aussi le quartz dans une moindre mesure. Calcite et quartz se retrouvent d'ailleurs, associés ou non, dans tous les "vides" d'origine tectonique.

2.3. Evolution tectonométamorphique des faciès calcaréogréseux.

La matrice calcitique recrystallise de nombreuses fois (fig.86); son état de recrystallisation est directement issu de l'intensité de chaque déformation dans un même faciès.

De plus, la présence de phyllites dans la matrice a considérablement gêné la croissance cristalline des grains de recrystallisation; la taille des grains ne reflète l'état d'avancement de la recrystallisation que dans le cas d'un même faciès homogène.

Le quartz détritique subit également de profondes transformations; deux phénomènes antagonistes locaux sont contemporains ou se succèdent plusieurs fois pendant les différents événements tectonométamorphiques:

- les grains de quartz détritiques sont corrodés; les golfes de corrosion sont remplis par de la sparite; la fraction quartzreuse instable est dissoute et remplacée par de la calcite;
- la sparite cisailée et déformée est remplacée par du quartz microcristallin; cette silicification est située préférentiellement dans les plans de schistosité et dans les plans stylolithiques; la fraction calcitique instable est dissoute et remplacée par du quartz.

Silicification et calcitisation matricielles peuvent ainsi se succéder mutuellement et de façon opposée à l'échelle des microstructures au voisinage d'un élément tectonique, formant à chaque fois un microsystème isolé et fermé.

Ces deux recrystallisations locales souvent contemporaines détruisent totalement les structures pétrographiques initiales.

La déstabilisation du quartz détritique au profit de la calcite d'une part et la silicification de la matrice calcitique en voie de recrystallisation d'autre part illustrent bien l'évolution du chimisme des fluides influencée par l'intensité et le style de la déformation dans des microsystèmes isolés et fermés à l'échelle du microfaciès.

Ces faciès calcaréogréseux sont imperméables en petit. Tout le matériel de ciment ou de remplacement provient de la déstabilisation des éléments détritiques ou de la matrice locale.

3. Les faciès calcitiques purs.

Les calcaires en plaquettes du Tithonique sont dépourvus d'une phase siliceuse ou phylliteuse détritique. Ils sont cristallins et présentent de rares accidents siliceux d'origine diagénétique.

3.1. Description des différentes générations de carbonates.

Dans les zones faiblement déformées, les calcaires en plaquettes sont très homogènes. Ils sont plus ou moins bréchifiés et dolomités dans les zones cisailées.

* Dans les niveaux non broyés, les calcaires gris bleu du Tithonique sont formés d'une microsparite ou d'une sparite uniforme de recrystallisation à partir d'une micrite initiale que l'on observe encore dans les zones non métamorphiques (Massifs subalpins externe). Les grains de remplacement sont orientés dans la direction du plan de la schistosité de flux (pl.3,a).

L'allongement et le maclage des cristaux de sparite sont parallèles à la schistosité. On retrouve postérieurement des rotations intracristallines par torsion des macles, des cataclases dans les plans de cisaillement et dans la schistosité S_3 liée à la crénulation.

Au M.E.B., la structure engrenée des grains anhétraux à subhétraux (Loreau, 1972) de sparite ne présentent plus de grains reliques de la micrite originelle ou d'une néomicrite (Gély et Loreau, 1986) (pl.3,b).

* Dans les niveaux cisailés, les calcaires du Tithonique sont fortement schistosés et plus ou moins broyés; ils sont dolomitiques et prennent un aspect jaunâtre.

Ces calcaires dolomitiques ne sont pas toujours localisés dans la partie supérieure des calcaires tithoniques (Roc du Biolley, Roc Marchand). Ils forment des horizons ou des amas indépendants de la stratification; la dolomitisation plus ou moins importante est en relation avec l'ampleur des cisaillements.

Au microscope optique, on remarque une dolosparite associée à des oxydes localisés dans les niveaux broyés. Très rarement du quartz microcristallin accompagne cette dolosparite.

Dolomite et quartz sont essentiellement des ciments dans les zones broyées; cependant, la taille des cristaux de dolosparite (10 à 30 μm) associée aux oxydes rend difficile la distinction entre une dolomite de ciment et une dolomite de remplacement; bien plus, dans la majorité des cas observés, cette dolomite est recrystallisée partiellement et tardivement; cette dolomite n'est révélée que par de rares pseudomorphoses en calcite.

L'étude au M.E.B. dans les échantillons faiblement dolomités permet d'observer une structure engrenée de grains de sparite anhédraux à subhédraux de 20 à 80 μm à nombreux grains inclus, isométriques, subhédraux, de 4 à 10 μm (pl.20,a,b); on constate même une dissolution tardive partielle de ces grains reliques dans un habitus dolomitique (pl.20,c).

Les cartes de répartition du Mg^{2+} levées par la sonde O.R.T.E.C. couplée au M.E.B. prouvent que les grains reliques sont dolomitiques.

3.2. Description des accidents siliceux.

Dans les calcaires purs du Tithonique, de rares cherts (selon la définition de Calvert, 1974) sont disposés obliquement par rapport au plan de schistosité principal. Ils sont assez rares (lac de Saint Guérin), de forme ovoïde, centimétriques, très poreux, de couleur blanc à gris clair. Le quartz de ces cherts dessine un fin réseau inorganisé isolant de nombreux îlots millimétriques de sparite.

Observé au microscope optique, le quartz microcristallin en petits cristaux de 10 à 60 μm , à faces nettes plus ou moins courbes, ne présente jamais d'aspect fibreux ou radié. Le quartz a rempli les pores initiaux de la micrite originelle puis a remplacé la calcite elle-même.

Par ailleurs, aucune silicification ou désilicification synmétamorphiques ne sont observées dans les calcaires du Tithonique.

3.3. Le développement de l'albite dans les faciès calcitiques.

L'albite croît préférentiellement dans les faciès dolomitiques du Trias. Cependant, l'albite est présente également dans les lambeaux de poussée de calcaires à entroques du Bajocien-Bathonien sous la pointe de Riondet, du Sinémurien à la base de l'unité de la Crête des Gittes (passage du Miraillet) et dans toutes les zones cisailées des contacts chevauchants majeurs (pl.19,b).

Il est difficile d'estimer l'époque de l'apparition de l'albite dans la chronologie relative des événements tectonométamorphiques; mais la parfaite corrélation entre la présence de l'albite et les zones cisailées principales appartenant à la période synschisteuse S_2 montre que l'albite est apparue pendant cette période, tout au moins dans les faciès calcitiques (fig.84).

3.4. Evolution tectonométamorphiques des faciès calcitiques purs.

Dans les faciès calcitiques purs du Tithonique, la matrice a recristallisé de nombreuses fois pendant chaque événement tectonométamorphique; elle est formée d'une microsparite ou d'une sparite orientée.

Pour de nombreux auteurs (Chayé d'Albissin, 1963; Goguel, 1965; Chayé d'Albissin et Tourenq, 1976, Bergues et al., 1978; Beach, 1982), l'allongement et le maillage des cristaux de sparite dans le plan de schistosité de flux résultent d'une croissance sélective de la calcite par rapport à la direction de déformation principale de cet événement synschisteux.

Par ailleurs, les niveaux bréchiques partiellement dolomités dans les calcaires du Tithonique ont été attribués au Trias par Schoeller (1930) au Roc du Biolley et près de la Crête des Merles, au Purbéckien au nord-est du massif du Mont Blanc (Grasmück, 1961). Si Landry (1976) émet l'hypothèse d'attribuer ces niveaux dolomitiques à un horizon à microcodiums en les plaçant toujours dans la partie supérieure des calcaires tithoniques et sous la barre des calcaires priaboniens, cet auteur admet cependant que la bréchification tectonique est l'hypothèse la plus probable.

Nous avons observé que ces faciès particuliers, non conformes à la stratification, résultaient d'une bréchification et d'une dolomitisation syntectonométamorphiques associées à la néoformation d'albite développée pendant la période synschisteuse S_2 .

On doit donc ôter toute valeur stratigraphique à ces niveaux dolomités plus ou moins bréchifiés.

Les cherts conformes à la stratification ont une origine antéctectonométamorphique; ces accidents siliceux particuliers n'existent que dans les faciès calcitiques purs dépourvus de toute fraction argileuse. Cette répartition très spécifique de ces cherts est significative d'une origine diagénétique précoce que l'on retrouve dans tous les faciès calcitiques du Malm ou du Crétacé subalpin (Rio, 1982). Ce dernier auteur remarque l'incompatibilité entre la croissance de cherts ou de silex et la présence d'argiles dans une matrice micritique originelle.

L'argile est un inhibiteur dans le développement des silicifications précoces, en revanche elle favorise la croissance des silicifications d'origine tectonométamorphique.

Par ailleurs, dans les mêmes conditions tectonométamorphiques, la fraction quartzeuse est très mobile dans les faciès argileux et gréseux tandis que celle des cherts ou des silex précoces reste stable;

Cet unique événement diagénétique encore discernable dans ces faciès pourrait être très précoce dans l'histoire diagénétique de ces calcaires; malheureusement, l'intense tectonisation des calcaires tithoniques ne permet pas d'observer un lien direct entre ces cherts et des litages sédimentologiques, des bioturbations, des phénomènes de résédimentation ou de compaction précoces que l'on retrouve systématiquement dans les sédiments pélagiques (Fröhlich, 1979; Lancelot, 1981; Rio, 1982; Gély, 1985).

Ainsi, en totale opposition avec l'évolution de la fraction quartzeuse détritique des faciès calcaréogréseux, le quartz d'origine diagénétique des faciès calcitiques purs est resté stable depuis sa genèse précoce.

4. Evolution de la composition chimique et de la migration des fluides.

Les transformations texturales et minéralogiques sont complexes dans la nappe de Roselette (fig.87).

* Dans les faciès dolomitiques, la matrice dolomicritique évolue très peu et la roche subit uniquement une déformation cassante. Les fractures d'extension sont remplies par des ciments dolomitiques lors des premières phases synschisteuses. Dans les fractures postérieures, les ciments deviennent calcitiques. Les fluides générateurs de ces ciments calcitiques provoquent même dans les derniers stades de l'évolution une dédolomitisation des ciments dolomitiques antérieurs et de la matrice dolomicritique elle-même.

Cette évolution minéralogique des ciments révèle indirectement une transformation de la composition chimique des fluides générateurs évoluant globalement pendant la période synschisteuse vers une sous-saturation en Mg^{2+} .

Cette évolution affecte l'ensemble des faciès dolomitiques peu fracturés ou bréchifiés. Elle illustre la transformation d'un milieu originel confiné et fermé (à fluides connés sur-saturés en Mg^{2+}) en un domaine ouvert où une importante circulation de fluides tend à homogénéiser la répartition de certains éléments comme Mg^{2+} ou Na^+ dans toute la couverture.

1	FACIES DOLOMITIQUES		FACIES CALCITIQUES	
			2	
PS		F_c	D	F_{cs} R_s R
S_3	\checkmark		\checkmark	R_s R
à				
S_2	\checkmark	F_{dc}	\checkmark	S_{cs} \checkmark R_s R
AS	$F_d ?$	$* ?$	cherts	cherts

S vides secondaires dans les plans de schistosités
F vides secondaires dans les plans de fractures
c ciments calcitiques dans les vides secondaires
d ciments dolomitiques dans les vides secondaires
D dolomitisations matricielles
 \checkmark dédolomitisations matricielles
R recrystallisations de la matrice calcitique
 R_s silicifications de la matrice calcitique
* présence d'albite

\checkmark stylolitisations
S ciments siliceux dans les vides secondaires

FIG. 87. Tableau chronologique récapitulatif des événements métamorphiques dans les faciès carbonatés de la nappe de Roselette.

- 1 : périodes tectoniques.
AS : période anté-schisteuse;
S : période synschisteuse;
PS : période postschisteuse.
2 : faciès calcitiques dans les zones cisailées des contacts tectoniques majeurs.

* Dans les faciès calcitiques, les micrites matricielles originelles recrystallisent pendant chaque événement tectonométamorphique pour donner actuellement des sparites orientées dans le plan principal de déformation.

Si à l'origine une fraction quartzreuse détritique composait le sédiment originel, pendant les épisodes synschisteux, calcite et quartz recrystallisent en ciments dans les porosités ouvertes (plan de schistosité, fentes d'extension, charnières de plis) ou se substituent mutuellement dans la matrice. Ainsi, localisées dans des microsystemes isolés et fermés, les fractions calcitiques et quartzseuses passent successivement d'un état d'équilibre à un état de déséquilibre en fonction de l'évolution du chimisme local des fluides contrôlée par l'état de microdéformation.

Une dolomitisation et une albitisation sont localisées dans les grands cisaillements synschisteux. Elles sont suivies d'une dédolomitisation tardive.

Nous en déduisons donc une évolution de la composition chimique des fluides comparable à celle des faciès dolomitiques.

On met en évidence pendant les épisodes synschisteux de grandes circulations de fluides du tégument vers la couverture en voie de structuration. Ces grandes circulations restent cependant localisées dans les grands accidents cisailants synschisteux et dans les grandes failles tardives. La couverture demeure globalement imperméable en petit, chaque corps sédimentaire est un domaine isolé et fermé (fig. 88).

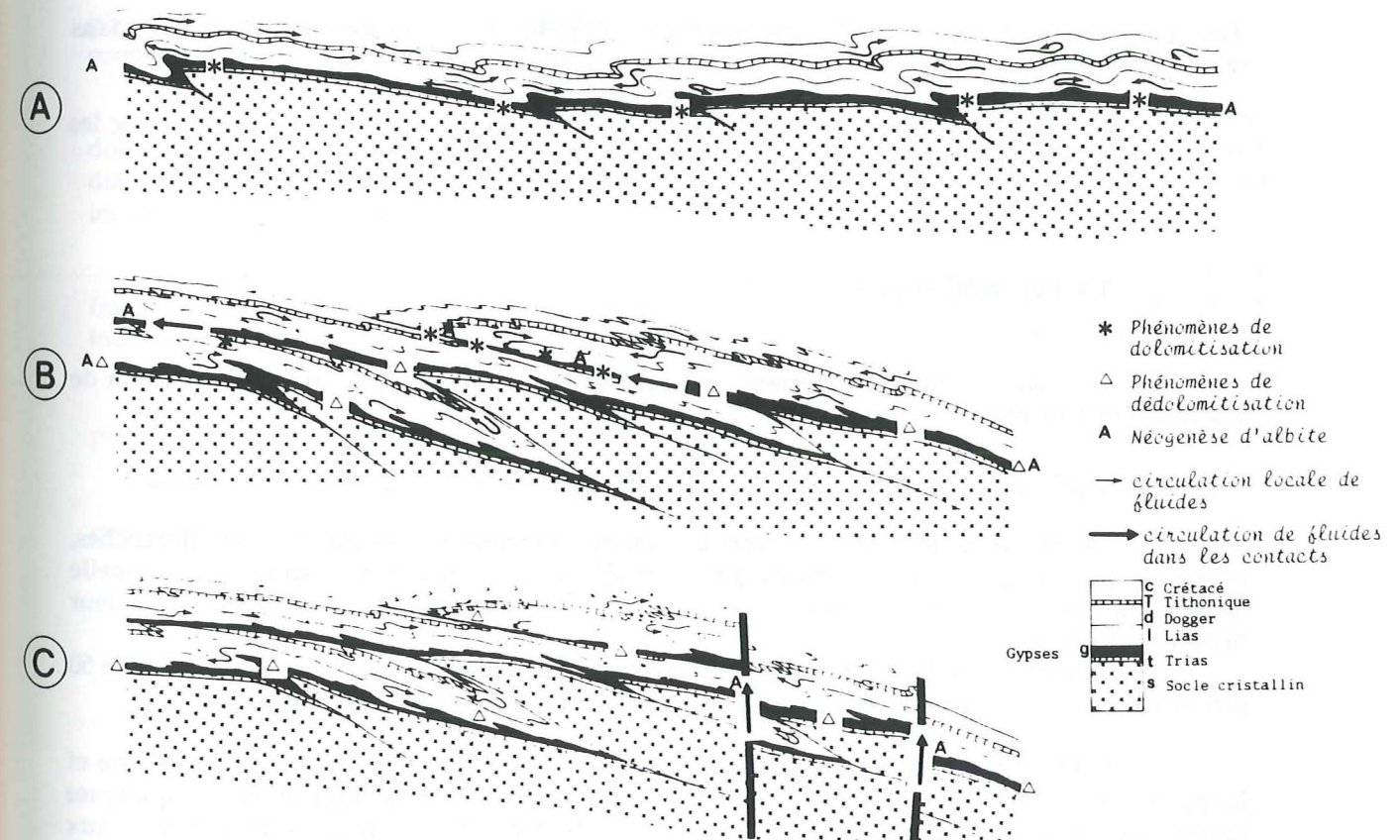


FIG. 88. Coupes schématiques de la répartition et de l'évolution des fluides tectonométamorphiques dans les couvertures décollées.

A : début de la période synschisteuse. Circulations de fluides riches en Mg et en Na dans les faciès du Trias (dolomitisations et albitisation); circulations de fluides pauvres en Mg et en Na dans les autres faciès (calcitisations et silicifications).

B : pendant la période synschisteuse. Circulations de fluides riches en Mg et en Na dans les faciès du Trias et dans les zones cisailées (dolomitisations et albitisation); circulations de fluides pauvres en Mg et en Na dans les autres faciès (calcitisations et silicifications).

C : pendant la période postschisteuse. Circulations de fluides pauvres en Mg et en Na dans les faciès du Trias et dans les zones de cisaillement tangentiel (dédolomitisations et destruction des albites); circulations de fluides pauvres en Mg et riches en Na dans les accidents verticaux tardifs (albitisation); circulations de fluides pauvres en Mg et en Na dans les autres faciès (calcitisations et silicifications).

III. PETROGRAPHIE DES FACIES CARBONATES DANS L'UNITE DU NIELARD.

Dans l'unité du Niéard, deux lithofaciès peuvent caractériser l'évolution diagénétique et métamorphique des faciès carbonatés dans cette unité:

- les faciès carbonatés dépourvus de toute fraction quartzeuse ou argileuse (calcaires du Lias et brèches calcaires du Dogger);
- les faciès calcaréogréseux du flysch priabonien.

1. Les faciès carbonatés du Lias et du Dogger.

On peut distinguer dans ces faciès carbonatés des calcaires purs (calcaires de type Siaix du Lias moyen) et des calcaires à galets dolomitiques (calcaires du Lias inférieur et brèches calcaires du Dogger).

Les observations nous ont amené à distinguer deux familles de générations de carbonates ; dans chaque génération, on observe des ciments et des remplacements:

- une famille conforme aux structures sédimentaires;
- une famille indépendante de la structure sédimentaire et en étroite relation avec les microstructures tectoniques.

1.1. Les calcaires purs.

Les calcaires purs sont formés de boundstones, de grainstones, de packstones ou de wackestones à bioclastes variés.

- Description des générations de carbonates conformes aux structures sédimentaires.

Les bioclastes sont souvent recristallisés en une mosaïque de sparite (lamellibranches, polypiers (pl.21,b), gastéropodes) ou gardent partiellement une structure prismatique originelle (lamellibranches), d'autres conservent leur structure fibreuse initiale (brachiopodes) ou leur réseau primaire (échinodermes).

La plupart de ces débris bioclastiques ont conservé une bordure micritique épaisse de 20 à 50 μm , témoin d'une micritisation par microperforations centripètes (Bathurst, 1966) (pl.21,a).

La matrice des packstones ou des wackestones est constituée d'une microsparite fine et homogène de recristallisation. Cette recristallisation est modérée laissant subsister quelques grains reliques de néomicrite ou de micrite initiale dans des grains anhétraux à subhétraux formant une structure serrée à engrenée.

Les ciments intergranulaires sont nombreux et variés. Dans les boundstones ou les grainstones, une première génération de ciments palissadiques ou de sparite en dents de chien comble partiellement les pores intergranulaires; ces ciments sont syntaxiaux autour des débris échinodermiques.

Une deuxième génération de ciment de sparite mosaïque montre de nombreuses "enfacial junctions" (Bathurst, 1964) (pl.21,b).

Dans les derniers vides intergranulaires résiduels, on observe des pseudomorphoses de dolosparite en calcite de 10 à 20 μm de taille; les bordures cristallines sont soulignées par des oxydes bruns, le centre des cristaux de sparite étant toujours dépourvu d'inclusions.

Cet ancien ciment dolomitique est la dernière génération conforme aux figures sédimentaires.

- Description des générations de carbonates indépendantes de la structure sédimentaire et en étroite relation avec les microstructures tectoniques.

Ces faciès ont subi une importante fracturation. La chronologie relative des différentes générations de fractures n'est pas directement reliée à l'histoire des objets synschisteux uniquement connus dans les faciès argileux.

= Les premières fractures ouvertes millimétriques sont remplies par d'anciennes dolosparites baroques ou idiomorphiques (50 à 100 μm de taille) parfois localisées sur les bords des diaclases (pl.21,d,e). Ces dernières sont pseudomorphosées en une sparite sombre à nombreuses inclusions d'oxydes bruns.

Cette ancienne cimentation dolomitique était souvent associée, près des bordures des fractures, à une dolomitisation partielle, de la matrice calcitique originelle (pl.21,c), des ciments intergranulaires en calcite mosaïque ou de la calcite de recristallisation des tests bioclastiques.

= les dernières fractures ouvertes millimétriques à centimétriques sont comblées par un ciment de sparite mosaïque (pl.21,f);

on observe autour de ces nombreuses fractures conjuguées ou non une dédolomitisation générale:

- des ciments de dolosparites dans les pores intergranulaires;
- des ciments de dolosparites dans les fractures ouvertes;
- des dolosparites de remplacement.

D'autre part, nous observons du quartz microcristallin comblant les derniers vides des fractures tardives et épigénisant également de rares rhomboèdres de dolosparite ou des cristaux épars de calcite mosaïque (pl.21,f).

1.2. Les calcaires à galets dolomitiques.

Les calcaires à galets dolomitiques sont formés de grainstones, de packstones ou de wackestones à bioclastes variés.

- Description des générations de carbonates conformes aux figures sédimentaires.

Les vides intergranulaires entre les bioclastes recristallisés sont remplis d'un simple ciment sparitique en mosaïque (pl.22,a).

- Description des générations de carbonates indépendantes de la structure sédimentaire et en étroite relation avec les microstructures tectoniques.

Les fractures ouvertes millimétriques à centimétriques, reliées ou non aux fractures de poinçonnement des galets, sont remplies d'un ciment calcitique. Cependant localement les fractures de poinçonnement des galets dolomitiques sont comblées par de la dolosparite baroque ou idiomorphique.

La matrice micritique originelle recristallise abondamment en microsparite (pl.22,b) ou en sparite; souvent de nombreux rhomboèdres idiomorphiques isolés de dolomite (50 à 200µm) sont localisés le long de la bordure des galets dolomitiques (pl.22,b).

Toutes ces dolomites de ciment ou de remplacement sont affectées par une dédolomitisation associée à une nouvelle recristallisation de la matrice calcitique. Pourtant dans quelques zones préservées de cette dédolomitisation, on observe cependant un début de remplacement de la matrice dolomitique de certains galets par une microsparite; cette dédolomitisation est particulière puisqu'elle n'affecte pas les dolomites dans les fractures ou dans la matrice calcitique; elle pourrait être contemporaine des dolomitisations et illustrerait un échange calcite-dolomite entre les galets dolomitiques et la matrice calcitique.

2. Les faciès calcaréogréseux du Priabonien.

Les conglomérats ou les microconglomérats carbonatés du flysch du Priabonien contiennent de nombreux galets calcitiques, dolomitiques ou quartzeux. Chacun de ces groupes d'éléments détritiques est noyé dans une matrice sparitique.

2.1. Caractères pétrographiques des matrices.

Toute la matrice calcitique a recristallisé pendant les événements tectonométamorphiques; elle est formée par une microsparite ou une sparite plus ou moins allongée dans le plan de schistosité principal (pl.22,c).

Au M.E.B., une structure serrée à engrenée est formée d'une sparite anhédrale à subhédrale à très rares grains reliques.

Comme dans la zone delphinohelvétique interne, la recristallisation n'est pourtant pas totale; les débris bioclastiques et les galets sont encore reconnaissables dans la matrice ce qui n'est plus le cas dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Par ailleurs, le quartz remplace également la matrice calcitique près des stylolithes.

2.2. Caractères pétrographiques des ciments.

La corrosion des grains détritiques de quartz a libéré du quartz synmétamorphique cristallisant en ciments ou en remplacements.

Le quartz microcristallin en fibres ou en mosaïque remplit tous les vides d'origine tectonique syn ou postschisteuse (pl.22,c); le ciment sparitique des fractures est souvent dissocié par rejeu extensif tardif laissant entre les cristaux des vides remplis d'un ciment de quartz microcristallin équant ou fibreux, croissant pendant l'ouverture de ces vides (pl.22,d). Dans les tout derniers stades de remplissage des fractures, cette génération de ciment achève cette évolution.

Dans les fractures de poinçonnement ou d'étirement dans les galets dolomitiques, un ciment dolosparitique est associé à une sparite; comme dans les calcaires à galets dolomitiques du Lias moyen et du Dogger, cette dolomite baroque ou idiomorphique est accompagnée d'une dolomite de remplacement en rhomboèdres isolés (50 à 200 µm de taille) le long de la bordure des galets dolomitiques ou dans la matrice calcitique proche (pl.22, b).

On retrouve ici également la dédolomitisation partielle des galets, contemporaine de la dolomite de ciment ou de remplacement. Ici encore on constate un début d'homogénéisation d'un faciès hétérogène dans un milieu isolé.

Tardivement, une période de dédolomitisation affecte d'autant plus toutes les dolosparites antérieures que la fracturation est bien développée.

3. Localisation et propriété de l'albite.

L'albite est absente dans les faciès calcitiques purs. En revanche on la rencontre souvent dans tous les faciès dolomitiques que ce soit avec les dolomitisations synmétamorphiques ou près des galets dolomitiques.

Elle présente la macle Roc Tourné et la teneur en anorthite ne dépasse pas 5% d'après l'étude des angles d'extinction; elle appartient au pôle sodique acide.

Comme dans la zone delphinohelvétique interne le développement de l'albite dépend de la présence de dolomite d'origine détritique, diagénétique ou tectonométamorphique.

FIG. 89. Reconstitution de l'histoire diagénétique et métamorphique des grainstones et des wackestones du Lias moyen de l'unité du Niélard vue en lumière polarisée non analysée.

HISTOIRE DIAGENETIQUE

1 Sable bioclastique à débris de lamellibranches, de brachiopodes, de gastéropodes, d'échinodermes et de polypiers noyés ou non dans une matrice micritique; la surface des bioclastes est microporée; les micropores sont partiellement remplis de micrite. (les vides originels sont figurés en blancs)

2 Le sable bioclastique subit une compaction précoce pendant laquelle se forment des stylolithes intergranulaires; dans les grainstones, une première cimentation entoure les bioclastes, celle-ci est formée d'une sparite palissadique. (les vides résiduels sont figurés en blanc)

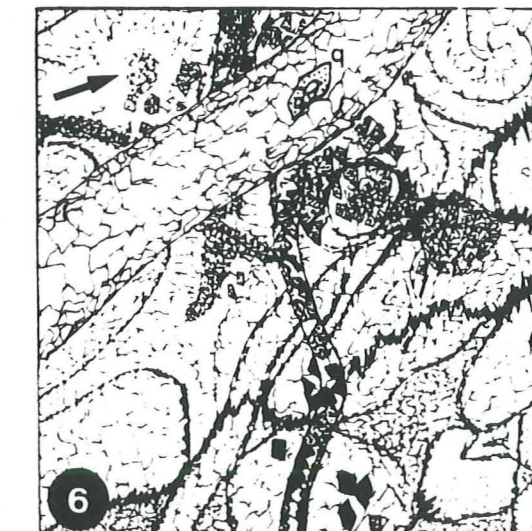
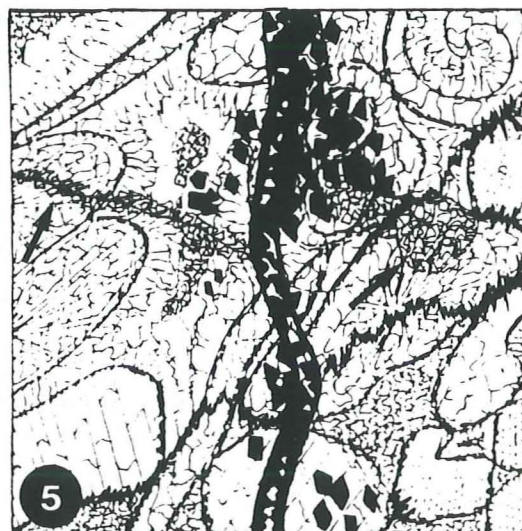
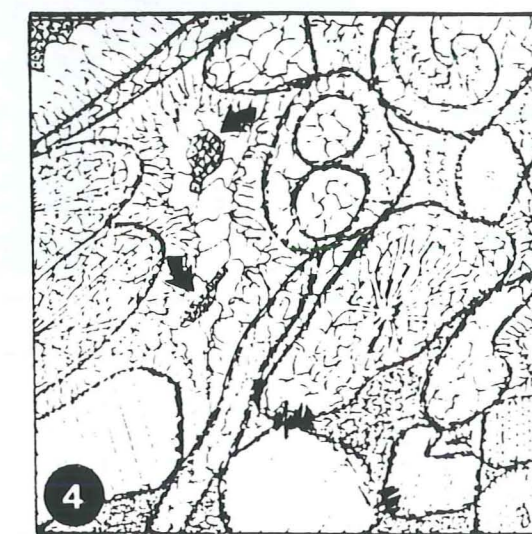
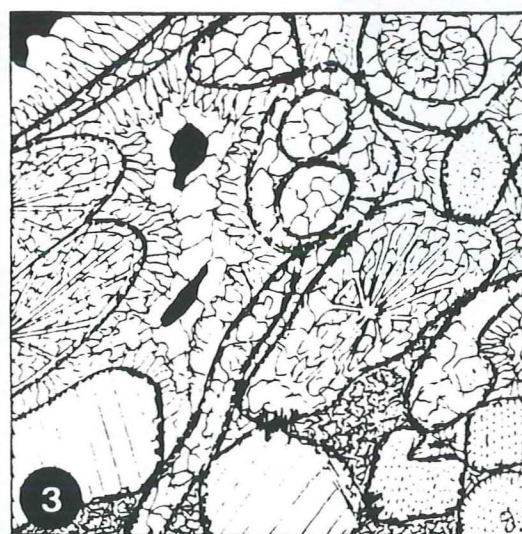
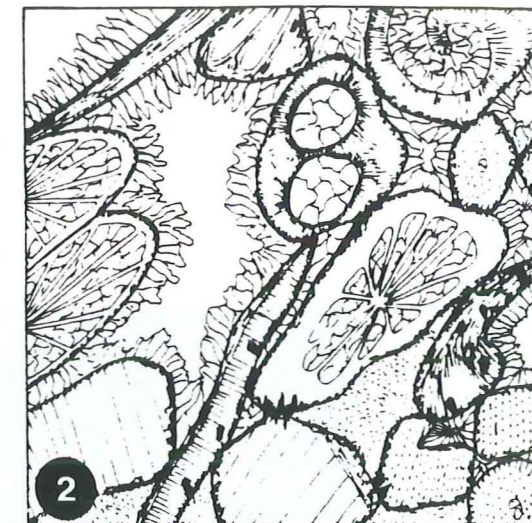
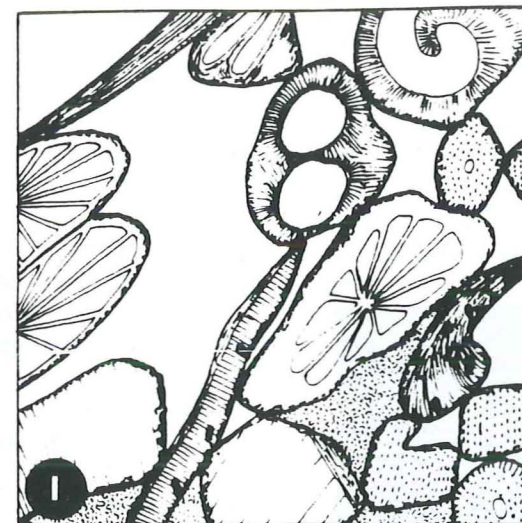
3 Les grainstones subissent une seconde génération de ciment calcitique formé d'une sparite mosaïque tandis que les bioclastes recristallisent partiellement ou totalement suivant leur structure et leur nature minéralogique. (les vides résiduels sont figurés en noirs)

HISTOIRE METAMORPHIQUE

4 Un ciment dolosparitique achève de combler les derniers vides résiduels et termine l'histoire diagénétique de ces faciès.

5 Les premières fractures sont remplies d'une dolosparite et sont associées sur leurs bords à une dolomitisation partielle des ciments calcitiques antérieurs et de certains bioclastes (dolosparite figurée en blanc (flèches) pour la première génération de fractures et en noir pour la seconde); par ailleurs, de nombreux stylolithes se développent conjointement.

6 Les dernières fractures sont comblées par une sparite mosaïque associé à du quartz microcristallin tardif (q); ces fractures calcitiques sont entourées d'une dédolomitisation partielle de toutes les dolosparites; seuls les ciments dolosparitiques dans les derniers pores diagénétiques sont parfois épargnés (flèche). (la dolosparite résiduelle a conservé son figuré noir)



0 1 mm

1	bandes fines et grainstones associés	grainstones à vaccinostomes	calcaires bioclastiques à galets dolomitiques	brèches dogger	Flysch priabonien	porosité des cal- caires du Lias
PS S	\overline{D} \overline{Fcs} \overline{R} \overline{D} \overline{Fdc}	\overline{D} \overline{Fcs} \overline{R} \overline{D} \overline{Fdc}	\overline{D} \overline{Fcs} \overline{R} \overline{D} \overline{Fdc}	\overline{D} \overline{Fcs} \overline{R} \overline{D} \overline{Fdc}	\overline{D} \overline{Fcs} \overline{R} \overline{D} \overline{Fdc}	reouverture de porosité
Priabonien						
Dogger						
Lias						
AS						

P vides primaires dans les pores intergranulaires

F vides secondaires dans les fractures

C ciment calcitique dans les vides

D ciment dolomitique dans les vides

S ciment siliceux dans les vides

P ciment patissadique

M ciment en mosaïque

R recristallisation des ciments, des bioclastes ou de la

matrice calcitique

Rs recristallisation des ciments, des matrices ou des générations

de recristallisation

D dolomitisation matricielle

 \overline{D} dédolomitisation matricielle et des ciments

M micritisation des bords des bioclastes par microporations

* présence d'albite de néogène

 $\overline{\overline{D}}$ stylolitisation intergranulaire précoce (Lias), matricielle

(Priabonien)

FIG. 90. Tableau chronologique récapitulatif des événements diagénétiques et métamorphiques dans les faciès carbonatés de l'unité du Niéland (zone du Niéland).

1 : périodes tectoniques.

AS: période anté-schisteuse.

4. Evolution diagénétique et tectonométamorphique dans l'unité du Niéland.

Dans les faciès carbonatés du Lias et du Dogger de l'unité du Niéland, les générations de carbonates conformes aux structures sédimentaires sont toutes antérieures aux événements tectonométamorphiques. Elles sont rapportées à l'histoire diagénétique anté-tectonométamorphique (fig. 89, 90).

Dans les calcaires purs néritiques (calcaires de type Siaix), l'histoire diagénétique s'est réalisée probablement en grande partie sur la plate-forme pendant le Lias moyen.

Les recristallisations des bioclastes sont accompagnées de nombreuses cimentations; la dernière cimentation intergranulaire, de nature dolomitique, pourrait appartenir aux environnements lagunaires locaux abrités par les constructions biohermales (§ 2^{ème} partie, IV, 2.3.2.). Ainsi, tous les vides intergranulaires originels étaient cimentés à la fin de l'évolution diagénétique.

Pendant les épisodes tectonométamorphiques (fig. 90), de nombreuses fractures ouvertes sont remplies de dolosparites puis de sparites (fig. 89) et une dolomitisation matricielle autour des galets dolomitiques peut apparaître.

Comme dans la zone delphinohelvétique interne, cette période de dolomitisation est immédiatement suivie d'une période de dédolomitisation associée aux remplissages calcitiques des dernières fractures. Le plus souvent cette dédolomitisation est totale dans les calcaires purs de type Siaix et partielle dans les brèches calcaires du Dogger.

On reconnaît deux périodes successives correspondant respectivement aux époques synschisteuse et postschisteuse pendant lesquelles tous les faciès de l'unité du Niéland sont profondément transformés (fig. 91);

- une période de dolomitisation pendant laquelle les fractures sont remplies d'une dolosparite baroque ou idiomorphe et d'une sparite mosaïque associées à une dolomitisation matricielle localisée sur le pourtour des galets dolomitiques; ces derniers subissent au même moment un début de calcitisation; l'albite a été générée en partie par des fluides sodiques magnésiens circulant dans tous les grands accidents tangentiels et engendrant les dolomitisations;

- une période de dédolomitisation pendant laquelle les fractures sont remplies d'une sparite puis d'un ciment quartzueux microcristallin et sont entourées d'une dédolomitisation matricielle partielle.

On retrouve ainsi trait pour trait la même évolution dans l'unité du Niéland appartenant au domaine anchizonal et dans la zone delphinohelvétique interne localisée dans le domaine épizonal; les faciès dolomitiques du Trias, milieu isolé et fermé au début de la période tectonométamorphique, deviennent un milieu ouvert à la faveur de leur intense fracturation et de la naissance des grands accidents majeurs.

En revanche la couverture perméable en grand le long des cisaillements majeurs reste, du microfaciès au corps lithologique lui-même, une association de milieux clos indépendants.

	faciès calcaréo-dolomitiques (Lias, Dogger)	faciès calcaréo-dolomitiques siliceux (Priabonien)
structures et minéralogies actuelles de la matrice et des ciments ↑	calcisparites de recristallisation calcisparites de dédolomitisation dolosparites à plagioclases ↑	calcimicrosparites à phyllites et à plagioclases partiellement dolomit- sées et silicifiées ↑
structures et miné- ralogies originelles de la matrice et des ciments	calcimicrites et calcisparites de ciment (rares dolosparites de ciment dans les boundstones du Lias)	calcimicrites plus ou moins argi- leuses

FIG. 91. Tableau récapitulatif des structures et des minéralogies originelles et actuelles dans les différents faciès carbonatés de l'unité du Niélard.

IV. EVOLUTION METAMORPHIQUE DES FACIES CARBONATES DANS LA ZONE DES BRECHES DE TARENDAISE.

L'évolution métamorphique des carbonates dans la zone des brèches de Tarentaise a été étudiée dans trois faciès:

- les faciès dolomitiques du Trias;
- les faciès carbonatés du Lias moyen;
- les faciès calcaréo-grés-dolomitiques du flysch de Tarentaise.

Cette évolution dans chaque faciès peut être comparée avec celle établie dans les zones delphinohelvétique interne et du Niélard.

1. Les faciès dolomitiques du Trias.

Il est étonnant de constater la même évolution minéralogique et structurale dans toutes les zones étudiées quel que soit le degré de métamorphisme atteint. En effet que ce soit dans le domaine anchizone ou dans celui de l'épizone, on retrouve pendant la période tecto-métamorphique une période de dolomitisation suivie d'une période de dédolomitisation de même importance.

La présence d'épaisses formations dolomicritiques dans le Trias de la zone des Brèches de Tarentaise est favorable à l'étude de la répartition des brèches tectoniques.

Les brèches tectoniques ne sont pas uniformément réparties; elles sont uniquement développées dans les dolomicrites originellement pures; en revanche, les dolomies calcaires échappent à ces transformations tectoniques. Pourtant dans une même coupe, il n'est pas rare d'observer des bancs de dolomicrites complètement bréchifiés à proximité de mêmes bancs à peine fracturés.

Pourquoi les dolomicrites soumises à des contraintes, des pressions et des températures comparables peuvent-elles adopter deux comportements rhéologiques opposés?

L'étude précise de la répartition des brèches tectoniques dans les faciès dolomicritiques de la zone des Brèches de Tarentaise apporte un fait d'observation et une première explication :

- les dolomicrites de l'Anisien, du Ladinien inférieur et du Norien supérieur ne renferment jamais d'horizons de brèches tectoniques, tout au plus quelques niveaux centimétriques broyés;
- les dolomicrites du Ladinien supérieur et du Norien inférieur sont le plus souvent bréchifiées; elles encadraient originellement strictement les niveaux évaporitiques du Carnien (fig. 92).

Il ressort donc que:

- la bréchification affecte seulement les dolomicrites originellement pures et homogènes;
- la bréchification de ces dolomicrites apparaît seulement en présence ou à proximité de masses évaporitiques.

La surpression de fluides évoquée (Masson, 1972) pour expliquer la genèse des brèches tectoniques est une condition nécessaire mais non suffisante et que d'autres conditions apparaissent :

- * la surpression de fluides non sulfatés dans les dolomicrites engendre une **fracturation ordonnée** pouvant être intense mais comparable à celle des faciès calcitiques;
- * la surpression de fluides sulfatés dans les dolomicrites donne naissance aux **brèches tectoniques altérées en cargneules**.

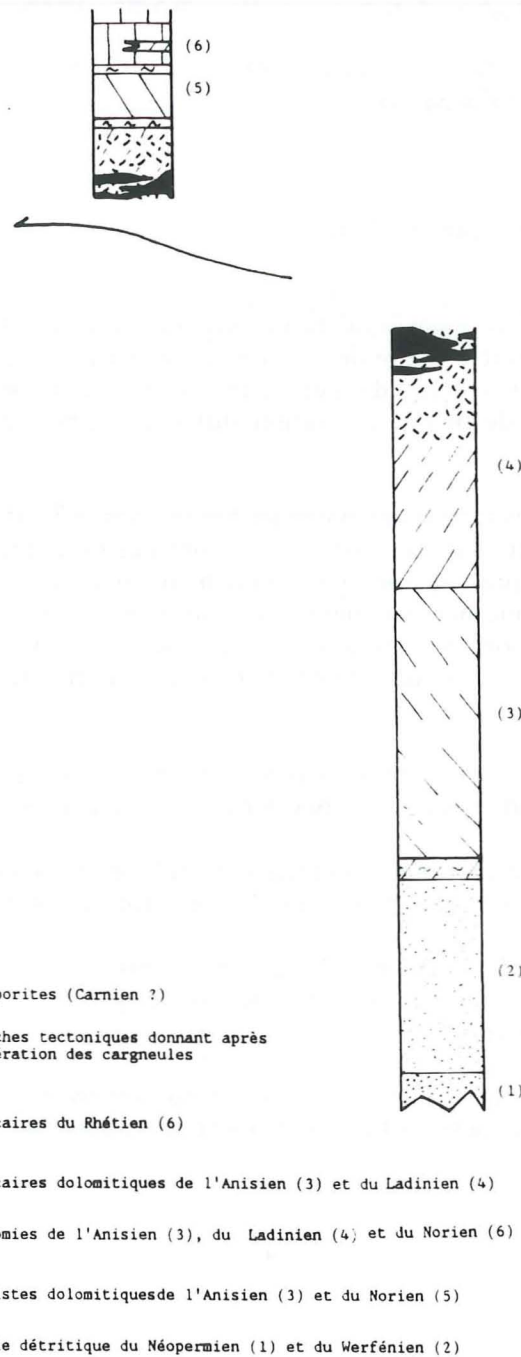


FIG. 92. Colonne lithostratigraphique générale du Trias dans la zone des Brèches de Tarentaise montrant la stricte répartition des brèches tectoniques de part et d'autre des évaporites du Carnien.

2. Les faciès calcitiques du Lias.

Si l'évolution métamorphique est constante dans les faciès dolomitiques quel que soit le degré de métamorphisme atteint, il n'en est rien pour les faciès calcitiques; la différence entre l'évolution métamorphique de ces derniers et celle des faciès dolomitiques augmente avec l'importance du degré de métamorphisme; la différence devient alors remarquable dans les zones plus internes.

Le Lias moyen de la zone des Brèches de Tarentaise est formé de calcaires récifaux à périrécifaux (type Siaix) pouvant être partiellement dolomités (Villette). Ces derniers passent latéralement à des calcaires hémipélagiques à galets dolomitiques (type Villette).

Dans les calcaires de type Siaix (§ 1^{ère} partie, IV, 2) les restes organiques conservés sont très rares car leurs recrystallisations sont intenses. Seuls les débris d'échinodermes sont parfois encore identifiables. En cathodoluminescence, ces débris ont une couleur jaune très lumineuse et conservent parfois la trace de leur réseau originel dans une matrice uniforme de couleur orangé vif.

Dans les calcaires de type Villette, même les belemnites ont perdu souvent en totalité leur structure fibroradiaire au profit d'une sparite mosaïque.

En général, les débris de bioclastes que l'on devine sont soulignés par une frange microsparitique, témoin de l'ancienne bordure micritisée par microperforations. Le réarrangement géochimique intercrystallin est pratiquement total en ne respectant plus que les calcites d'origine échinodermique.

Par ailleurs, dans les calcaires de type Siaix ou de type Villette non dolomités, l'observation au microscope optique montre toujours une sparite mosaïque de grande taille.

Localement, dans les calcaires les moins recrystallisés, des îlots isolés ovoïdes de sparite fine et séparés entre eux par une sparite baroque allongée perpendiculairement à ces derniers miment les formes d'un ciment palissadique (La Bagnaz) (pl.23,b).

En revanche, dans les zones les plus déformées, la sparite a recrystallisé sous de très fortes contraintes cisailantes et présente alors des cristaux allongés parfois sigmoïdes (cirque de la Bagnaz) (pl.23,a).

Au M.E.B., nous observons seulement une structure coalescente de grains anhétraux de sparite dépourvus de grains reliques.

3. Les faciès dolomitiques ou calcitiques dolomités.

3.1.A l'affleurement.

Les faciès dolomitiques ou dolomités sont bien développés dans la colline de Villette.

* Des faciès dolomitiques jaunes interstratifiés et liés à certains fonds condensés sont d'origine sédimentaire, appartenant au domaine récifal et périrécifal du Lias moyen (§ 1^{ère} partie, IV, 2.3.2.).

* De larges masses de calcaires dolomitiques beige clair sont diffuses dans les calcaires

de type Siaix ou de type Villette .

* Enfin, des dolomies calcaires jaunes limitées aux épontes des familles de diaclases orientées N 110 à N 130 recoupent toutes les structures sédimentaires et diagénétiques antérieures. On conçoit que ces diaclases aient joué en fente d'extension lors de la période postschisteuse (2^{ème} partie, IV, 1) servant de drains aux fluides dolomitants:

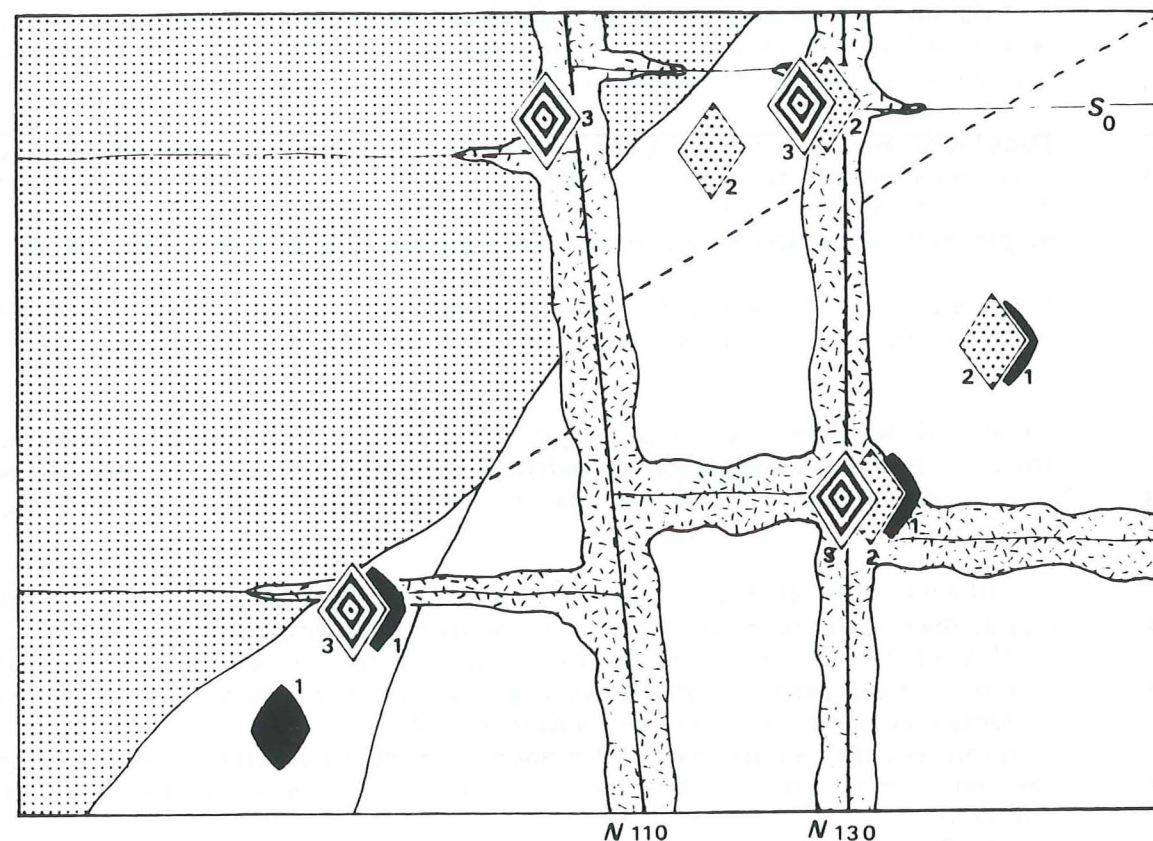


FIG. 93. Coupe schématique des principaux corps dolomitisés dans les calcaires de type Siaix dans la colline de Villette montrant leurs relations géométriques et leur succession;

en grisé: calcaires de type Siaix non dolomitisés;
 en blanc: calcaires dolomitiques beige clair;
 en tireté: dolomies calcaires jaunes;
 1: dolosparite baroque grise en gros cristaux, uniforme et orange foncé en cathodoluminescence;
 2: dolosparite idiomorphe de première génération, uniforme et brun à orange foncé en cathodoluminescence;
 3: dolosparite idiomorphe de seconde génération, zonée et jaune vif à orange vif en cathodoluminescence;
 Le dernier symbole recouvrant les précédents représente la dolosparite actuellement observée; les autres symboles recouverts matérialisent les éventuelles reliques et pseudomorphoses encore visibles;
 la coupe schématique ne prend pas en compte les éventuels épisodes de dédolomitisation.

3.2. En lames minces.

L'observation au microscope optique révèle de nombreuses structures dolomitiques variées (répertoriées par Gregg et Sibley, 1984; Ardie, 1987) dans les différents faciès décrits.

Nous distinguons une période de dolomitisation suivie d'une période de dédolomitisation.

□ La période de dolomitisation est complexe, elle évolue différemment en fonction des faciès à dolomitiser (fig.93).

* Les dolomies jaunes stratifiées sont formées d'une dolosparite idiomorphe dont la taille des cristaux ne dépasse pas 200 μm . Tous les joints intergranulaires sont soulignés par des oxydes bruns donnant la couleur jaune à ces dolomies (pl.24,a,c).

En cathodoluminescence, une première famille de dolosparite idiomorphe de couleur brun orangé sombre ne possède pas de zonation (dolomitisation postschisteuse: premier épisode idiomorphe) (pl.24,b,c); une seconde famille contenant une zonation dans les rhomboèdres donne des séquences de zones typifiées où alternent des franges de couleur jaune vif et des franges de couleur orange foncé (dolomitisation postschisteuse: second épisode idiomorphe) (pl.24,b,c).

* Les calcaires dolomitiques beige clair présentent en lames minces et après coloration trois générations de carbonates;

- une première dolomite grise en gros cristaux de 50 à 500 μm , baroques à xénomorphes, forme la masse dolomitique; en cathodoluminescence, la couleur de cette dolomite est uniforme et orange foncé; elle est totalement dépourvue de zonations internes (dolomitisation synschisteuse: épisode baroque) (pl.23,c; pl.25,a,b,c; pl.26,a,b; pl.28,d);

- une dolomite idiomorphe claire est formée de gros rhomboèdres de remplacement (pl.25,a,b,c) pouvant atteindre 700 μm lorsqu'ils sont en ciment dans des fenestrees (pl.25,a,b,c); ces rhomboèdres apparaissent brun foncé sans zonations internes (dolomitisation postschisteuse: premier épisode idiomorphe) (pl.23,e,f; pl.25,a,b,c);

- une sparite claire apparaît dans les fentes de tension tardives ou dans des fenestrees amiboïdes associée à la dolomite idiomorphe (pl.23,e,f); cette sparite est le dernier ciment comblant les vides tectoniques; elle possède comme la dolosparite idiomorphe une couleur brun foncé en cathodoluminescence (pl.25,a,b,c).

* les dolomies calcaires jaunes sont formées d'une dolosparite idiomorphe à rhomboèdres réguliers dont la taille moyenne est de 100 μm ; elle remplace la dolosparite baroque grise et la dolomite idiomorphe de première génération des faciès dolomités en masse (pl.26,a,b) ou la matrice sparitique recristallisée des calcaires non dolomités; cette dolosparite révèle en cathodoluminescence une zonation interne constante à franges jaune vif ou orange foncé en alternance autour d'un coeur orange clair vif (dolomitisation postschisteuse: second épisode idiomorphe) (pl.26,a,b) (fig.94).

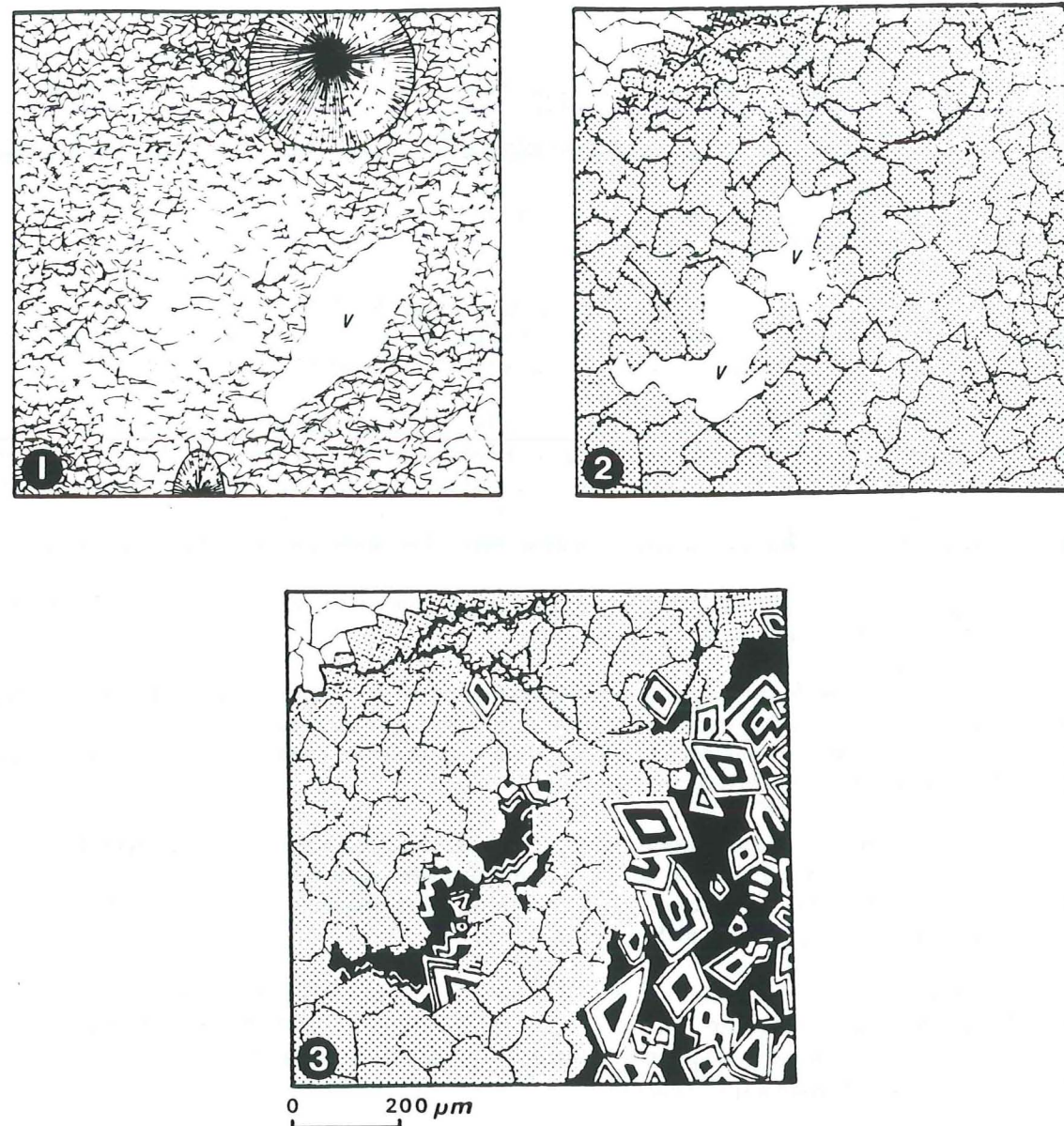


FIG. 94. Reconstitution de l'histoire métamorphique des dolomies calcaires jaunes du Lias moyen de l'unité de Moutiers interne vue en cathodoluminescence.

- 1 Etat diagénétique au début de l'histoire métamorphique: la matrice est formée d'une microsparite ou d'une sparite. (les vides résiduels éventuels sont figurés en blanc (v))
 - 2 première dolomitisation: une dolosparite de couleur luminescente orange foncé (en grisé) remplace la sparite antérieure (en blanc). (les vides résiduels sont figurés en blanc (v))
 - 3 seconde dolomitisation: une dolosparite zonée de couleur luminescente orange foncé à jaune vif (figuré respectivement en noir et en blanc) remplace la sparite ou la dolosparite antérieure et remplit les vides résiduels; conjointement, des stylolithes affectent toute la matrice.
- Une dédolomitisation partielle respecte toutes les structures cristallines antérieures.

A l'échelle de l'échantillon, cette dolomite zonée possède une séquence de zones typique et ubiquiste; on peut ainsi établir une succession typique; certains échantillons, probablement les plus éloignés des diaclasses nourricières, contiennent une dolosparite de petite taille (50 μm en moyenne) ne possédant que les derniers stades de la séquence de zones définie; d'autres en revanche, plus proche des anciens drains, montrent une dolosparite à séquence de zones complète (fig.95); on peut ainsi conclure;

la dolomitisation est hétérochrone, elle débute près des drains et se répand au fur et à mesure vers l'extérieur des épontes; en revanche, la fin de cette dolomitisation est synchrone dans toute la masse rocheuse.

▣ Une période de dédolomitisation succède à la période de dolomitisation; elle est ubiquiste quel que soit le faciès à dédolomitiser (fig.96).

En lumière naturelle, la dolosparite baroque grise est pseudomorphosée en sparite grise; les dolosparites idiomorphiques sont remplacées par une sparite à bordures intergranulaires soulignées d'oxydes bruns en conservant les formes rhomboédriques antérieures.

En cathodoluminescence, la calcite de dédolomitisation respecte toutes les structures cristallines dolomitiques antérieures.

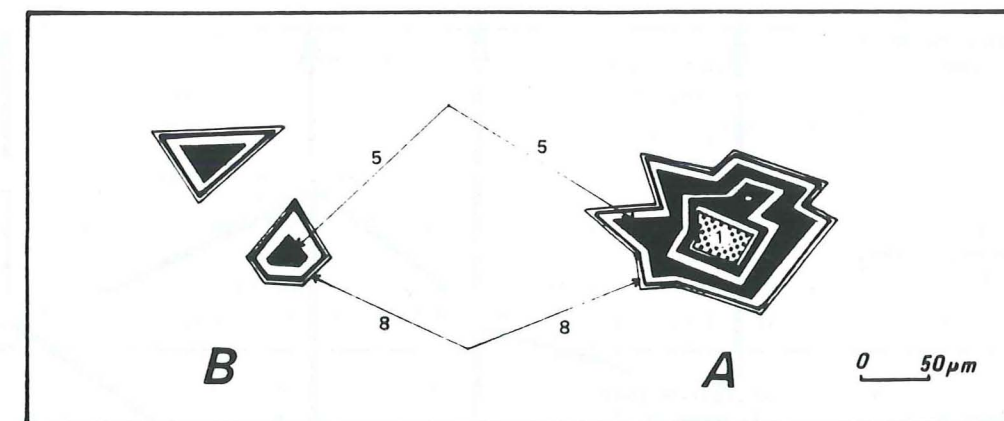


FIG. 95. Exemple de croissances cristallines de rhomboédres de dolomite dans deux échantillons distants de dix mètres (carrière en exploitation sur le flanc Sud de la colline 805) observées en cathodoluminescence.

L'échantillon A possède des rhomboédres de 100 μm de taille moyenne avec une séquence de zone régulière et typique; cet échantillon a été prélevé près d'une diacalse orientée N 110; L'échantillon B a été prélevé à dix mètres du premier, sur le long du front dolomitique; il présente uniquement des rhomboédres de petite taille (50 μm en moyenne) ne montrant que les dernières franges de la séquence de zone typique.

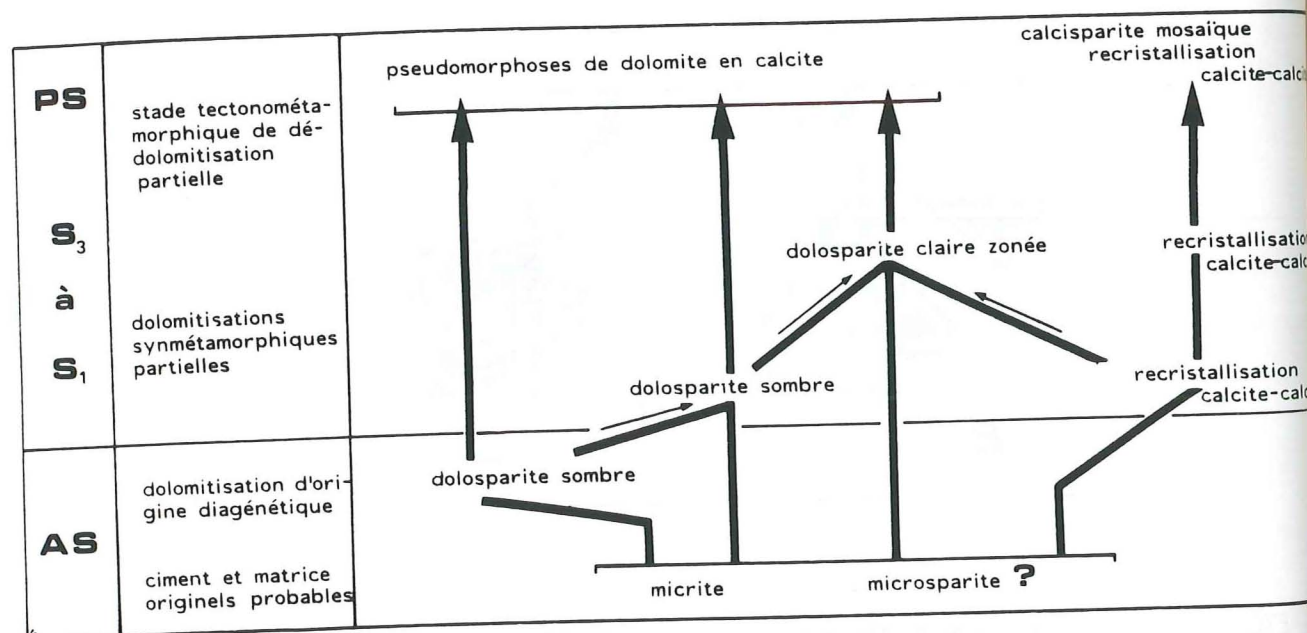
3.3. Les phénomènes de stylolithisation et d'extension dans les faciès dolomitiques.

* Principalement dans les calcaires de type Villette, un important réseau de stylolithes subparallèles à la stratification est développé près des fonds condensés. Ce sont des stylolithes perpendiculaires à la pression géostatique (Comby, 1975) souvent interclastiques ou soulignant les joints de stratification (pl.24,a,b,c). Ils peuvent être précoces, liés à l'enfouissement ou bien syntectoniques dans un système de contraintes où le raccourcissement maximal est perpendiculaire au litage.

Certains stylolithes sont associés à la dolosparite du premier épisode idiomorphique; la dolomite est localisée sur l'interface de dissolution du stylolithe.

D'autres stylolithes plus récents recoupant les premiers sont soulignés par la dolosparite du second épisode idiomorphique (pl.24,a,b,c);

Postérieurement, tous ces stylolithes ont joué en affectant alors les dolomites et de nouveaux stylolithes sont apparus recoupant toutes les structures antérieures.



PS PERIODE POSTSCHISTEUSE
S₁ à S₃ PERIODE SYNCHISTEUSE
AS PERIODE ANTESCHISTEUSE

FIG. 96. Tableau synoptique des structures et des minéralogies originelles probables et actuelles des calcaires dolomités puis dédolomités du Lias moyen de la zone des Brèches de Tarentaise.

AS: période anteschisteuse;
S : période synschisteuse;
PS: période postschisteuse.
Les petites flèches indiquent la présence de recristallisations partielles calcite-dolomite ou dolomite-dolomite.

* Souvent des zones d'ombre de pression remplies par des ciments dolomitiques et calcitiques en arrière des clastes sont liées à des stylolithes; ces ciments sont souvent eux-même stylolithisés sur leur bordure intercrystalline qui apparaît en cathodoluminescence orange foncé tandis que le cœur des cristaux demeure brun foncé peu luminescent (pl.27,a,b,c).

4. Les accidents siliceux.

Dans les calcaires du Lias moyen, on peut distinguer deux familles d'accidents siliceux:

- des cherts isolés en cordons blancs ou gris dans les calcaires de type Villette;
- des silex isolés ou en filons gris à noirs dans les calcaires de type Siaix.

* les cherts que l'on rencontre dans les calcaires hémipélagiques de type Villette, non dolomités, sont en tout point identiques aux cherts présents dans les calcaires pélagiques du Tithonique dauphinois; la genèse est comparable et il est intéressant de souligner l'analogie de faciès pour des silicifications d'âges et de lithofaciès différents mais de même condition paléogéographique et diagénétique précoce probable.

Dans les faciès dolomités, ces cherts possèdent de petits rhomboédres de dolomite de 50 à 100 µm de taille, dispersés dans la masse siliceuse microcristalline (pl.28,a).

* Des silex (dans le sens de Cayeux, 1929) gris clair à noirs, homogènes, en rognons centimétriques ou en filons complexes sont irrégulièrement répartis dans la masse des calcaires de type Siaix plus ou moins dolomités; ces mêmes silex sont resédimentés sous forme de galets à la base des formations attribuées au Dogger; ils sont donc précoces probablement syn-liasiques.

Au microscope optique, la matrice quartzeuse est microcristalline (pl.28,b); Schoeller (1929) y a signalé des fantômes de spicules de spongiaires.

Dans les faciès dolomités, ces silex renferment de nombreux rhomboédres de dolomite dispersés ou regroupés le long du bord interne du silex (pl.28,b,c) mais aussi dans les stylolithes traversant toute la masse calcaréodolomitique encaissante (pl.28,c); ces rhomboédres de 50 à 200 µm de taille ont une croissance centripète le long du bord des silex; la matrice dolosparitique encaissante contient des zones de quartz microcristallin de remplacement.

On met en évidence une dolomitisation partielle des silex dans les faciès dolomités tandis que la matrice dolosparitique subit un début de silicification;

* Ces accidents siliceux, dont l'origine diagénétique précoce a été démontrée, présentent ainsi deux états pendant la période tectonométamorphique et pour les mêmes conditions métamorphiques:

- un état stable dans les faciès calcaires non dolomités où aucune calcitisation de ces accidents siliceux et aucune silicification de la matrice calcitique ne sont observées;

- un état instable dans les faciès dolomitisés où l'on constate une dolomitisation partielle de ces accidents siliceux tandis que la matrice dolomitique subit un début de silicification.

Dans ces accidents siliceux, la dolomite est apparue pendant la dolomitisation; son origine est totalement différente de celle de la dolomite décrite dans les accidents siliceux des faciès subalpins non dolomitisés (Rio, 1982) et pour laquelle Kastner et al. (1977) propose une origine diagénétique, propre à ces accidents, pendant la transformation de l'opale en calcédoine.

5. Les faciès détritiques.

Dans le flysch de Tarentaise, les faciès carbonatés sont formés d'une matrice calcitique dans laquelle sont noyés des éléments de dolomies et de grès du Trias, de calcaires du Lias, de schistes permo-houillers et de socle cristallin.

5.1. Caractères pétrographiques des matrices.

La matrice calcitique et les galets calcaires possèdent une microsparite ou une sparite mosaïque de recrystallisation développée à partir d'un ancien fond micritique probable mais aussi à partir des ciments sparitiques diagénétiques disparus.

Au M.E.B., une sparite à structure coalescente est dépourvue de tout grain relique (pl.29,b;pl.31,a). Ces structures très évoluées supposent une histoire de la recrystallisation complexe pendant la période tectonométamorphique.

Contrairement aux zones delphinohelvétique interne et du Niélard où la recrystallisation matricielle n'est pas totale, dans la zone des Brèches de Tarentaise, les recrystallisations sont intenses et les débris bioclastiques tant dans la matrice que dans les galets sont très rarement conservés.

Les intenses recrystallisations calcite-calcite sont accompagnées comme dans les autres zones par des remplacements calcite-quartz dans les sites intensément déformés et par des remplacements calcite-dolomite à proximité des galets de dolomies (pl.29,a,c) partiellement dédolomitisés.

5.2. Caractères pétrographiques des ciments.

Les premières fractures de poinçonnement ou d'extension dans les galets dolomitiques sont remplies de ciments dolosparitiques rarement baroques, le plus souvent idiomorphiques, associées à des ciments calcitiques et quartzeux (pl.30,c,d). En dehors des galets dolomitiques les fractures ne sont remplies que de ciments calcitiques ou quartzeux.

Cette période de dolomitisation est suivie d'une période de dédolomitisation importante en étroite relation avec la fracturation tardive; pendant cette période, toutes les dolomites ont été pseudomorphosées en calcite ou parfois en quartz (pl.30,b).

Ainsi, bien que le degré de métamorphisme ne soit pas identique dans la zone des Brèches de Tarentaise (épizone) et dans l'unité du Niélard (anchizone), si l'intensité des microdéformations est comparable on constate la même évolution pétrographique des ciments ou des remplacements.

6. Bilan de l'étude pétrographique des faciès carbonatés dans la zone des Brèches de Tarentaise.

Dans les faciès calcitiques et détritiques, on ne trouve plus les témoins de l'évolution diagénétique antérieure à la période tectonométamorphique (à l'exception des accidents siliceux) (fig.97); même l'étude au M.E.B. de la matrice des conglomérats n'a pas révélé de grains reliques dans une structure coalescente de sparite.

Dans la zone des Brèches de Tarentaise, deux périodes principales de cimentations et de recrystallisations se succèdent pendant l'histoire tectonométamorphique (fig.98);

- Une période de dolomitisation, synschisteuse à postschisteuse, est toujours associée aux recrystallisations et aux cimentations calcitiques ou quartzes de la matrice. A l'intérieur de cette période, dans les fractures et dans la matrice, on peut distinguer un épisode synschisteux baroque, un épisode postschisteux (?) idiomorphique donnant une dolomitisation diffuse en masse et un dernier épisode idiomorphique intimement lié à la fracturation postschisteuse; l'albite a été générée en partie par des fluides sodiques magnésiens circulant dans tous les grands accidents tangentiels et engendrant les dolomitisations.

	facies calcaréodolomitiques non détritiques	facies calcaréodétritiques
structures et minéralogies actuelles de la matrice	calcisparites de recrystallisation calcisparites de dédolomitisation dolosparites à plagioclases	calcisparites à phyllites et à plagioclases partiellement dolomitisées et silicifiées
↑	↑	↑
structures et minéralogies anté-schisteuses probables	calcmicrites ou calcimicrosparites à rares cherts	calcmicrites ou calcimicrosparites plus ou moins argileuses

FIG. 97. Tableau synoptique des structures et des minéralogies originelles probables et actuelles des différents faciès types de la zone des Brèches de Tarentaise.

- Une période de dédolomitisation, postschisteuse tardive, souvent totale, est associée à une cimentation et à une recristallisation calcitique ou quartzreuse dans la matrice et dans les anciennes fractures.

1	FACIES LIASIQUES	FACIES BRECHIQUES
PS		D
S ₃ à S ₁		
AS	D? et silicifications (cherts, silex)	?

S vides secondaires dans les plans de schistosités
 F vides secondaires dans les plans de fractures
 c ciments calcitiques dans les vides secondaires
 D dédolomitisations matricielles et des ciments
 D dolomitisations matricielles
 R recristallisations de la matrice calcitique
 Rs silicifications de la matrice calcitique
 * présence d'albite

Λ stylolitisations

FIG. 98. Tableau chronologique récapitulatif des événements métamorphiques dans les faciès carbonatés de la zone des Brèches de Tarentaise.

1 : périodes tectoniques.
 AS: période anté-schisteuse;
 S : période synschisteuse;
 PS: période postschisteuse.

V. CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CARBONATES.

- Dans toutes les zones étudiées, quel que soit le degré de métamorphisme atteint, nous observons toujours une période de dolomitisation complexe synschisteuse à postschisteuse suivie d'une période de dédolomitisation postschisteuse partielle dans l'unité du Niélard, totale dans les zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise.

Cette différence est directement liée à l'intensité de la fracturation tardive, réduite dans l'unité du Niélard et bien exprimée dans les autres zones.

D'autre part, cette évolution ubiquiste, indépendante du degré de métamorphisme, est conditionnée directement par la succession et la nature des nombreuses déformations générales dans toute la région.

- Dans la couverture décollée en zones externe ou internes, il est possible de distinguer deux milieux métamorphiques pour une seule histoire tectonométamorphique;

= Dans toute la couverture dauphinoise non broyée et dans les séries détritiques des zones internes, les cimentations et les recristallisations calcitiques ou quartzreuses, synschisteuses ou postschisteuses, ont pris naissance à partir d'un matériel détritique ou matriciel local.

De même dans les premiers stades de la fracturation synschisteuse des dolomies, les ciments sont minéralogiquement identiques à l'encaissant dont ils sont indirectement issus.

Toutes ces transformations se sont effectuées dans des domaines fermés et isolés, imperméables en petit et ont été engendrées par un métamorphisme isochimique.

= Une dolomitisation et une albitisation se sont développées dans les calcaires du Lias moyen de Tarentaise au contact des dolomies noriennes et dans les plans de cisaillement majeurs pendant les épisodes synschisteux tandis qu'une dédolomitisation débutait dans les faciès dolomitiques broyés;

lors des événements postschisteux, une dédolomitisation générale dans tous les faciès de toutes les zones évoluait en relation avec le développement de la fracturation. Les couvertures étaient alors perméables en grand le long des grands accidents tectoniques ou au contact avec les faciès dolomitiques du Trias.

Toutes ces transformations ont pris naissance dans des domaines ouverts et ont été engendrées par un métamorphisme métasomatique.

La reconstitution de la migration des fluides et leur évolution chimique déjà entrevues dans la zone delphinohelvétique interne (fig. 88) sont donc présentes et identiques dans toutes les zones étudiées quel que soit le degré de métamorphisme atteint.

B. ETUDES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES.

I. INTRODUCTION.

1. Les objectifs.

L'étude pétrographique des faciès carbonatés a permis de bâtir une stratigraphie de la diagenèse anté-schisteuse à la diagenèse post-schisteuse dans toutes les zones étudiées, en intégrant les générations de ciments, de remplacement ou de recristallisation dans l'histoire complexe des déformations.

L'établissement de l'histoire générale des diagenèses et du métamorphisme nous amène à tenter de caractériser et de comparer géochimiquement et isotopiquement les faciès carbonatés afin d'utiliser deux nouveaux outils;

- un outil à valeur tectonométamorphique.

En caractérisant et en comparant géochimiquement et isotopiquement les différents ciments calcitiques synschisteux et postschisteux (dans les différentes schistosités, dans les fentes de tension et dans les fractures tardives) il est possible de définir en partie le chimisme et les migrations des fluides tectoniques dans les conditions métamorphiques de chaque zone ; les différences des valeurs peuvent alors être interprétées comme une distinction tectonométamorphique (création d'un outil à valeur tectonométamorphique).

La comparaison de ces données avec à celles déjà obtenues dans les études tectoniques, diffractométriques et pétrographiques, aidera à reconstituer l'histoire tectonométamorphique régionale et, celle-ci étant comprise, à retrouver les traces des premiers événements diagénétiques et sédimentologiques à valeur stratigraphique;

- un outil à valeur stratigraphique.

Si les caractéristiques géochimiques et isotopiques des matrices des deux séries détritiques bien datées du Niélard (brèches calcaires du Dogger et flysch du Priabonien) illustrent encore en partie des histoires sédimentaires ou diagénétiques antémétamorphiques, les différences des valeurs peuvent être interprétées comme une distinction stratigraphique régionale.

Nous pouvons alors appliquer cet outil sur les matrices des séries détritiques azoïques de la zone des Brèches de Tarentaise (Brèches du Quermoz supposées du Dogger et le flysch de Tarentaise d'âge incertain post-turono-campanien).

La comparaison des données géochimiques et isotopiques entre les matrices des séries détritiques types bien datées (création d'un outil à valeur stratigraphique) et celles des séries azoïques pourrait permettre de séparer les principaux épisodes bréchiques du Dogger liés à l'ouverture de l'océan téthysien de ceux associés au remplissage syntectonique des bassins de flysch.

Deux méthodes d'analyse ont été employées pour définir ces deux outils;

-les caractéristiques géochimiques ont été établies à partir des analyses en spectrométrie d'absorption atomique (concentration de certains éléments traces: Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+});

-les caractéristiques isotopiques, obtenues en spectrométrie de masse, sont basées sur les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone;

2. L'échantillonnage.

La plupart des ciments syntectoniques étudiés au microscope optique et en cathodoluminescence, replacés dans l'histoire tectonométamorphique (événements synschisteux et postschisteux), ont été prélevés à l'aide d'une fraise de dentiste directement sur le talon des lames minces.

De même, les matrices et des galets des différentes séries détritiques, dont on a pris soin de ne récolter que les générations de calcite les moins recristallisées n'ayant jamais subi de dolomitisation, ont été échantillonnés avec ce mode de microprélèvement.

Une centaine d'échantillons ont été ainsi traités.

3. Les conditions d'analyse.

3.1. En calcimétrie.

L'emploi du calcimètre Bernard modifié par Leclaire (1972) pour la mesure du CO_2 dégagé après attaque par HCl 1 N à froid donne des résultats précis sur la teneur en calcite des poudres avec une erreur absolue inférieure à 1%.

3.2. En spectrométrie d'absorption atomique (à flamme air-acétylène).

3.2.1. Techniques d'étude.

-0,5 à 2 gr. de poudre séchée sont attaqués pendant une heure à l'HCl 4 N à froid. Cette attaque est suivie de deux centrifugations à 7000 tours/minute pendant 20 minutes.

Les solutions de standards et celles des échantillons sont complétées avec 1% d'oxyde de lanthane pour éviter toute ionisation des éléments mesurés en présence d'un fort taux de calcium.

-Les teneurs en cations sont exprimées en poids dans l'échantillon total, en rapport molaire $m \text{ Sr}^{2+} / m \text{ Ca}^{2+}$ ou en poids de SrCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 ou MnCO_3 rapportés à la phase carbonatée soluble de l'échantillon (§ Annexes).

3.2.2. Causes et conséquences de la variation des rapports molaires.

L'emploi de l'HCl 4 N à froid dans l'attaque de courte durée n'exclut pas complètement la mise en solution partielle de carbonates autre que la calcite.

D'autre part, si les teneurs en Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} et Fe^{2+} dépendent du nombre de cations substitués au calcium, elles intègrent également dans une très faible part les cations provenant du remplacement dans les défauts du réseau cristallin mais aussi de l'adsorption sur les plans cristallins (Mc Intire, 1963) et de l'occlusion (Renard, 1985).

Certains taux excessifs de Mg^{2+} pourraient provenir de résidus de matières organiques (Loreau, 1982). Par ailleurs, la dolomite n'est pas en équilibre dans les échantillons analysés; en conséquence, cela n'a pas permis d'utiliser les valeurs en Mg^{2+} des calcites comme le paramètre thermodépendant (Goldsmith et Newton, 1969) (Anovitz et Essene, 1982) employé dans les domaines du métamorphisme de bas grade (Bickle et Powell, 1977).

Les taux élevés en Fe^{2+} proviennent de la dissolution partielle d'oxydes impossibles à éliminer même par microprélèvements.

Ainsi, dans les conditions expérimentales utilisées sur ce matériel sélectionné, seules les variations des teneurs en Sr^{2+} et en Mn^{2+} peuvent être prises en considération. Or, parmi ces deux cations, seul l'évolution des teneurs en strontium pendant le métamorphisme anchizonal peut être interprétée.

Les variations des teneurs en strontium dans la calcite peuvent traduire soit une variation du coefficient de partage calcite/solution directement thermo-dépendant (Holland et al., 1964; Kinsman, 1969) ($K_{\text{Sr}}^c = 0.14$ à 25°C ; $K_{\text{Sr}}^c = 0.08$ à 100°C), soit une fluctuation des teneurs en strontium des solutions mères des ciments, des remplacements ou des recristallisations.

Par ailleurs, une forte concentration en NaCl des solutions mères peut entraîner une forte diminution du K_{Sr}^c (Holland et al., 1963); d'autre part, l'ion SO_4^{2-} possède une action dépressive en formant des complexes (Kinsman et Holland, 1969).

Dans tous les échantillons analysés, aucune trace de sulfates ou de minéraux sodiques n'a été décelée par diffractométrie de rayons X.

On peut donc penser que les fluides générateurs des calcites analysées étaient très pauvres en Na^+ ou de SO_4^{2-} .

L'erreur absolue sur les dosages des cations est de l'ordre de 1 %.

3.3. En spectrométrie de masse.

3.3.1. Techniques d'étude.

50 mg. de poudre sont attaqués par 4 cc. d'acide phosphorique 1 N. Le protocole de dégazage et d'extraction utilisé est celui de Fontes et al. (1965).

Le standard des isotopes stables de l'oxygène et du carbone utilisé pour les roches carbonatées est le P.D.B. (Mc Crea, 1950).

3.3.2. Causes et conséquences des variations des rapports isotopiques.

La composition isotopique en oxygène des fluides varie en fonction de la température (Epstein et al., 1953), de la salinité (Epstein, 1959) mais aussi en fonction de la composition isotopique initiale des phases en déséquilibre avec les fluides (Dontsova et al., 1975).

La composition isotopique en carbone varie en fonction de la teneur en bicarbonates d'origine organique ou minérale (Craig, 1953; Gross, 1964).

3.4. Le traitement des données.

Le traitement des données est composé du calcul de la moyenne, de l'écart-type pour chaque groupe pétrographique ou stratigraphique défini.

La comparaison entre les moyennes a été effectuée à l'aide du test t de Student. Nous n'avons retenu que les valeurs significatives à un seuil de probabilité inférieur ou égal à 0,10.

II.COMPARAISONS GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DANS LES CALCITES SYNTECTONIQUES.

Dans la nappe de Roselette, dans l'unité du Niélard et dans l'unité du Quermoz, trois générations principales de calcites syntectoniques en ciment ont été analysées:

- les ciments dans les plans de schistosité principale S_2 ou dans les charnières des plis P_2 (pl.15, a);
- les ciments dans les fentes de tension des événements synschisteux à postschisteux (pl.16, c);
- les ciments des fractures tardives orientées $N 110^\circ$ à $N 140^\circ$ des événements postschisteux.

1.Comparaisons des teneurs en Sr^{2+} dans les calcites syntectoniques et dans les calcites de leur encaissant.

1.1.Les données.

Les rapports molaires en strontium dans ces calcites syntectoniques sont de l'ordre de 0,05 à 0,10 (tableau XIX) tandis que les rapports molaires dans les matrices ou dans les galets ne dépassent jamais 0,055 (Tableau XXV); ces différences sont significatives à un seuil de probabilité égal ou inférieur à 0,10.

Les différences des moyennes des teneurs en strontium et en manganèse entre les différents groupes de calcites syntectoniques (tableaux XVI, XVII, XVIII) ne sont pas significatives à un seuil de probabilité égal à 0,10. En conséquence aucune interprétation de ces moyennes ne peut être tentée.

1.2.Les interprétations.

Si l'on suppose une température identique des fluides syntectoniques circulant dans les accidents et des fluides connés de l'encaissant pendant un événement tectonique donné (un K^c_{Sr} identique pour les deux fluides), on doit admettre que les fluides syntectoniques avaient une teneur en strontium plus forte que les fluides connés.

Il en résultera donc une augmentation sensible des teneurs en strontium dans les matrices ou dans les galets contaminés par les fluides syntectoniques lors de leur recristallisation par rapport à ces mêmes matrices ou galets recristallisant à sec ou en présence des fluides connés.

Les variations des teneurs en strontium dépendent directement de la nature des fluides (tectoniques ou connés) ou de l'importance de leur mélange.

2.Comparaison des rapports isotopiques dans les calcites syntectoniques.

2.1.Dans la zone delphinohelvétique interne.

- Les valeurs moyennes du δO^{18} des calcites synschisteuses et des calcites des fractures dans la zone delphinohelvétique interne (fig.99) sont faiblement négatives (de l'ordre de -4,70% P.D.B. pour les calcites synschisteuses et de l'ordre de -4,50% P.D.B. pour les calcites des fractures) (Tableau XXVIII). Les différences observées ne sont pas significatives au seuil de probabilité de 0,10.

En revanche, les calcites des fentes de tension ont un δO^{18} plus négatif de l'ordre de -7,90% P.D.B. (Tableau XXVIII). Les différences observées sont significatives au seuil de probabilité de 0,001.

- Les δC^{13} présentent de grandes variations entre des valeurs extrêmes de l'ordre de -2 à +2% P.D.B. (fig.99). Globalement les δC^{13} sont proches de 0% P.D.B. (Tableaux XXVIII et XXX).

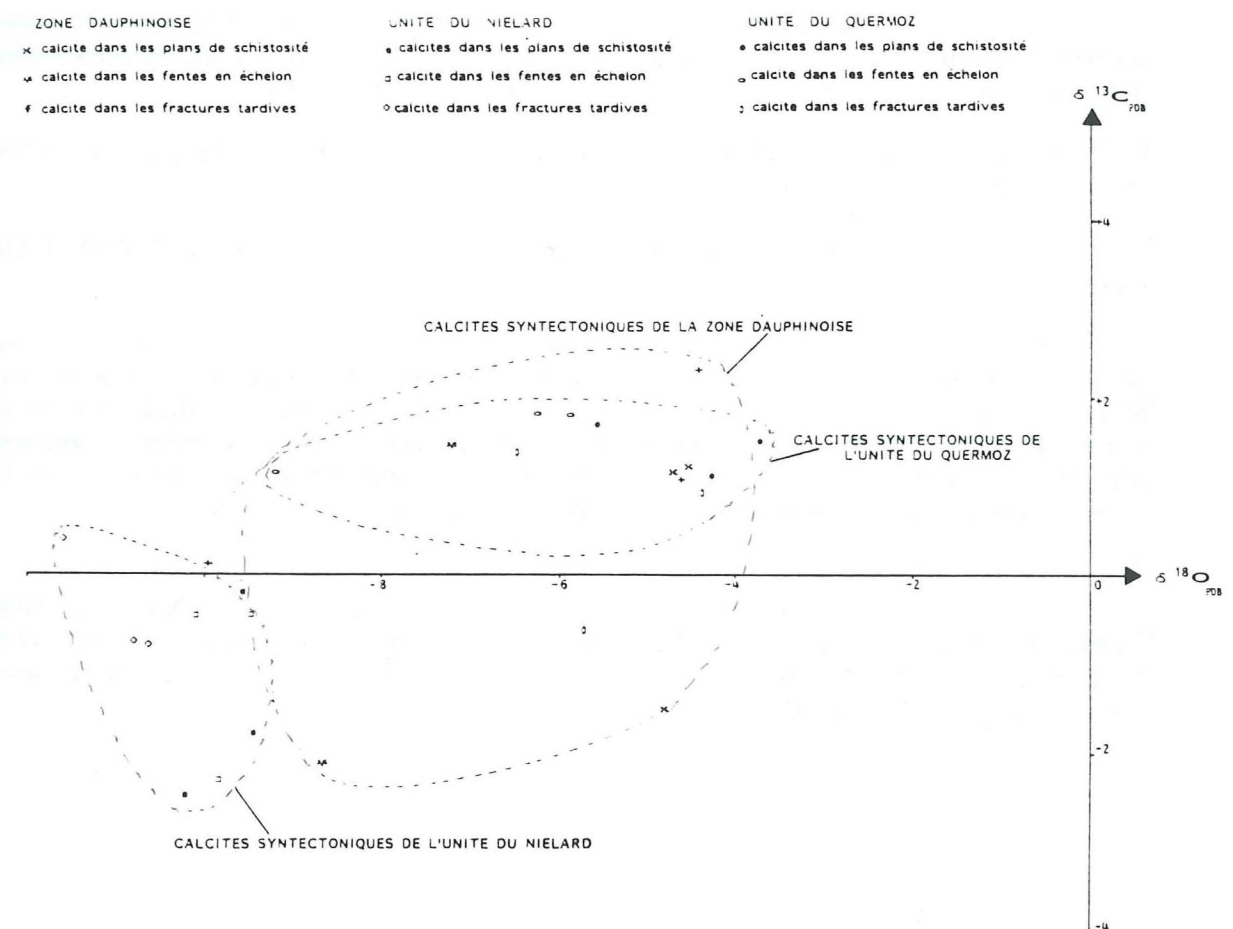


FIG.99. Diagramme δO^{18} - δC^{13} des calcites syntectoniques dans la nappe de Roselette, dans l'unité du Niélard (zone du Niélard) et dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

2.2. Dans l'unité du Niéard (zone du Niéard).

* Quelles que soient les calcites synschisteuses des fentes d'extension ou des fractures, les valeurs du δO^{18} sont comprises entre -9,50 et -11,50% P.D.B. (fig.99) (Tableau XXVII). Cependant, les valeurs du δO^{18} des calcites synschisteuses et des fractures sont de l'ordre de -9,80% P.D.B. tandis que la valeur moyenne du δO^{18} pour les calcites des fentes d'extension est de -11,00% P.D.B. (Tableau XXVII).

Les différences observées sont significatives au seuil de probabilité de 0,01 (Tableau XXX).

On constate globalement les mêmes variations des valeurs du δO^{18} entre les différents groupes de ciments syntectoniques dans la zone delphinohelvétique interne et dans l'unité du Niéard.

* Les valeurs du δC^{13} sont de l'ordre de -1,00% P.D.B. en variant de +0,43 à -2,32% P.D.B. (fig.99) (Tableau XXVII).

2.3. Dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

- Les valeurs moyennes du δO^{18} des calcites synschisteuses et des calcites des fractures sont faiblement négatives (de l'ordre de -4,52% P.D.B. pour les calcites synschisteuses et de l'ordre de -5,52% P.D.B. pour les calcites des fractures) (Tableau XXIX).

En revanche, les calcites des fentes de tension ont un δO^{18} fortement négatif de l'ordre de -7,12% P.D.B. (Tableau XXIX) (fig.99).

Les différences observées sont significatives au seuil de probabilité de 0,10 (Tableau XXX).

Il est remarquable de constater globalement les mêmes moyennes et les mêmes écarts pour les familles de calcites syntectoniques dans la zone delphinohelvétique interne et comme dans la zone des brèches de Tarentaise. Nous sommes en présence d'une apparente contradiction entre les données acquises en microtectonique ou en analyses diffractométriques et les données isotopiques: en effet, bien que le métamorphisme et l'évolution tectonique soient dissemblables entre ces deux zones, on retrouve les mêmes évolutions et les mêmes valeurs de δO^{18} .

- Les valeurs moyennes du δC^{13} sont semblables pour toutes les calcites syntectoniques (de l'ordre de +1,42% P.D.B. pour les calcites synschisteuses, de l'ordre de +1,57% P.D.B. pour les calcites des fentes de tension, de l'ordre de +1,02% P.D.B. pour les calcites des fractures) (fig.99) (Tableau XXIX).

2.4. Interprétation.

Quel que soit l'origine des fluides générateurs de ces ciments calcitiques syntectoniques, toute estimation de la température de cristallisation (cf. Veizer, 1983) est aberrante sans rapport avec les températures calculées à partir des données cristallogéniques des phyllites néoformées pendant les phases synschisteuses (§ 3^{ème} partie, I).

On trouve dans toutes les unités un δO^{18} moyen semblable entre les calcites synschisteuses de niveau structural profond et les calcites des fractures de niveau structural élevé.

Les résultats obtenus pourraient refléter préférentiellement l'héritage de l'encaissant de ces ciments synschisteux. La première observation à rappeler est la parfaite dépendance de la nature de ces ciments envers leur encaissant. Dans toutes les unités, les encaissants purement quartzeux (Aalénien dauphinois, couche des Marmontains de la zone des brèches de Tarentaise par exemple) renferme des ciments synschisteux ou postschisteux entièrement formés de quartz; les encaissants calcaréogréseux (Bajocien-Bathonien dauphinois, séries détritiques des flyschs) possèdent des ciments calcaréoquartzeux et les encaissants calcaires (Lias calcaire dauphinois, Tithonique, Lias de Tarentaise) contiennent des ciments calcitiques purs. En dehors des grandes failles tardives verticales qui n'obéissent pas forcément à cette évolution, on peut affirmer que les ciments syn ou postschisteux sont de véritables exsudats. Les couvertures sont bien imperméables en petit.

La comparaison des variations des δO^{18} des ciments syntectoniques et de leurs différents encaissants ne met pas en évidence de relations entre les compositions isotopiques de ces ciments et le géochimisme de leurs éponges.

Les valeurs de δO^{18} des calcites synschisteuses sont semblables à celles des ciments tardifs; elles suggèrent une recristallisation de tous les ciments synschisteux dans un domaine ouvert pendant les événements postschisteux; au contraire, les fentes de tension isolées dans la masse rocheuse n'ont pas subi en général de telles transformations et les éventuelles recristallisations partielles tardives se sont effectuées en milieu clos à sec en respectant toutes les structures de cristallisation originelle (pl.16, c).

Si les valeurs faiblement négatives du δO^{18} reflètent les derniers épisodes de fracturation en domaine superficiel, les zones dauphinoise et des Brèches de Tarentaise ont subi une intense fracturation tardive en domaine structural élevé accompagnée de la suppression partielle ou totale des signaux isotopiques synschisteux antérieurs. Il n'en est pas de même dans l'unité du Niéard où les valeurs de δO^{18} des calcites des fractures sont fortement négatives; ces valeurs démontrent que les dernières fractures affectant cette unité étaient encore en domaine profond.

Ces interprétations sont en plein accord avec les observations structurales. Dans l'unité du Niéard la fracturation est peu développée, sans grande faille tardive subverticale. En revanche, dans les zones dauphinoise et des Brèches de Tarentaise, les nombreux épisodes récents de fracturation ont joué des rôles très importants dans la structuration postschisteuse.

Tous les ciments calcitiques syntectoniques recristallisent ainsi partiellement ou totalement à chaque épisode tectonique.

Le rééquilibrage des rapports isotopiques sera d'autant plus conséquent que le milieu sera ouvert et donc contaminé par les derniers fluides; mais seule la composition isotopique en est profondément affectée, car la nature des ciments et leur éventuelle structure de recristallisation originelle (dans les fentes de tension) sont sauvegardées.

On conserve donc à l'échelle des formations géologiques des ensembles lithostratigraphiques chimiquement indépendants et imperméables en petit dans les conditions anchizonales et épizonales étudiées.

III. COMPARAISONS GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DES MATRICES DES SERIES DETRITIQUES EN ZONE PENNIQUE EXTERNE.

En comparant les caractéristiques géochimiques et isotopiques des différentes séries détritiques bien datées dans l'unité du Niéland, il est possible d'établir des outils géochimiques et isotopiques à valeur stratigraphique afin de les appliquer sur les séries détritiques azoïques non datées de la zone des Brèches de Tarentaise. On s'efforce, faute de données paléontologiques et de corrélations lithostratigraphiques valables, de dater indirectement ces séries.

1. Comparaison des teneurs des cations dans les matrices des séries détritiques.

Les différences des moyennes des teneurs en strontium et en magnésium entre les différents groupes de calcites matricielles ou les calcites des galets du Lias moyen sont significatives à un seuil de probabilité égal ou inférieur à 0,10.

1.1. Comparaisons des teneurs en strontium dans les calcites de chaque série détritique.

Les rapports molaires en strontium des calcites matricielles et des galets du Lias moyen sont caractéristiques de chaque corps lithostratigraphique dans chaque zone (Tableau XXV):

- 0,015 dans les matrices du Dogger de l'unité du Niéland;
- 0,030 dans les matrices du flysch priabonien de l'unité du Niéland;
- 0,045 dans les matrices supposées du Dogger de l'unité du Quermoz;
- 0,050 dans les matrices supposées crétacées du flysch de Tarentaise.

* Dans l'unité de référence du Niéland où toutes les séries détritiques sont bien datées, les rapports molaires en strontium des calcites matricielles des brèches calcaires du Dogger sont plus faibles que ceux des matrices des conglomérats du flysch priabonien.

Dans les mêmes conditions métamorphiques anchizonales et pour une même histoire postschisteuse, ces deux séries détritiques ne possèdent pas les mêmes caractéristiques géochimiques. Cette différence révèle donc une histoire anteschisteuse complexe.

Les matrices des brèches du Dogger appartenant au substratum structuré de la série détritique du flysch priabonien possèdent des teneurs en strontium héritées d'événements diagénétiques anteschisteux.

En revanche, les teneurs en strontium des matrices du flysch priabonien sont directement issues des histoires tectonométamorphiques syn à postschisteuses.

En cela, la différence des teneurs constitue un outil géochimique de valeur stratigraphique permettant de distinguer les séries détritiques antéflyschs des séries détritiques du flysch priabonien.

* Dans l'unité du Quermoz, on relève une différence plus faible entre les rapports molaires en strontium des calcites matricielles des brèches du Quermoz supposées du Dogger et ceux des matrices du flysch de Tarentaise d'âge indéterminé.

Cette différence permet là encore de découvrir les traces invisibles d'une histoire antéctonométamorphique dans les brèches du Quermoz.

Cependant, les teneurs en strontium sont plus élevées dans l'unité du Quermoz (en domaine d'épizone) que dans l'unité du Niéard (en domaine d'anchizone).

Or, ces teneurs en strontium dépendent en très grande partie de l'ampleur des éventuelles contaminations des matrices par les fluides syntectoniques pendant leur recristallisation.

Dans l'unité du Quermoz, les séries détritiques subissant un métamorphisme conséquent et une histoire tectonique complexe sont nettement affectées par les contaminations des fluides connés par les fluides tectoniques, sans cependant masquer entièrement les différences antéctonométamorphiques.

1.2. Conclusions sur les données géochimiques.

* Les teneurs en strontium reflètent en partie une histoire diagénétique antéflysch dans les brèches du Dogger du Niéard et dans les brèches du Quermoz; en cela, la différence significative des teneurs en strontium dans les calcites des séries détritiques antéflysch et des flyschs a une valeur stratigraphique d'ordre régionale.

* Par ailleurs, la comparaison des teneurs en strontium dans les différentes unités ou dans les divers éléments des séries détritiques peut révéler l'influence de fluides tectoniques riches en strontium mélangés aux fluides connés pauvres en strontium.

On peut ainsi comparer l'importance des migrations de fluides tectoniques en étroite relation avec le développement des objets microstructuraux de chaque événement tectonique.

2. Comparaisons des rapports isotopiques dans les matrices de chaque série détritique.

2.1. Dans l'unité du Niéard (zone du Niéard).

Les résultats de l'analyse des isotopes de l'oxygène sont nettement différents entre les matrices des brèches du Dogger et les matrices du flysch priabonien; la valeur moyenne du δO^{18} des matrices des brèches du Dogger est de -6,00‰ P.D.B. et de -9,80‰ P.D.B. pour les conglomérats du flysch priabonien (Tableau XXXI, XXXII) (fig.100).

Ces valeurs de δO^{18} différentes ne peuvent donc être imputées au métamorphisme anchizonal tertiaire commun aux deux ensembles bréchiques; les valeurs plus faiblement négatives du δO^{18} des matrices des brèches du Dogger reflètent par conséquent une histoire diagénétique antérieure et distincte, tandis que les valeurs du δO^{18} des matrices des conglomérats du flysch priabonien sont plus proches de ce qui peut être attendu des conditions tectonométamorphiques reconnues.

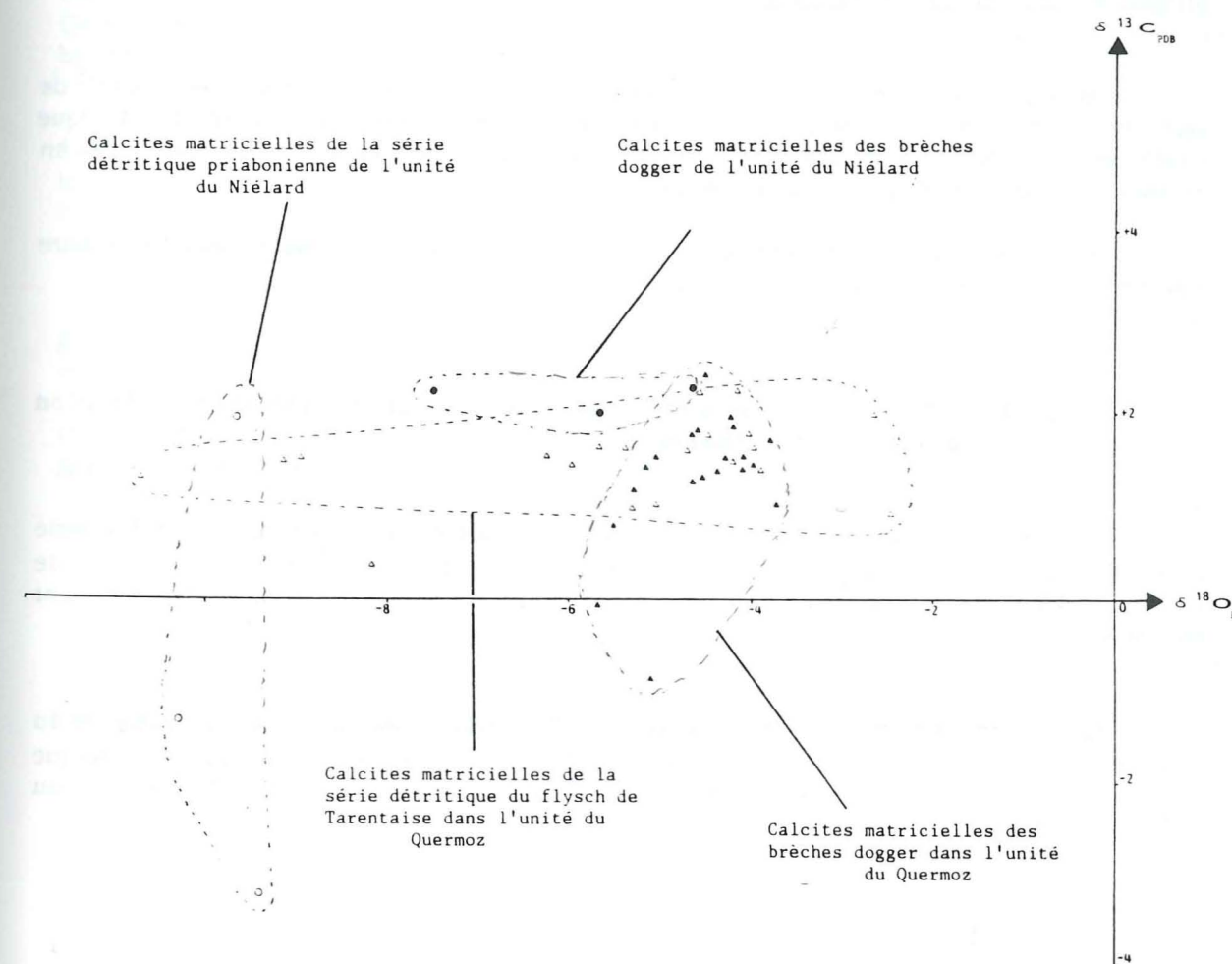


FIG. 100. Diagramme δO^{18} - δC^{13} des matrices calcitiques des brèches calcaires du Dogger et des conglomérats du flysch priabonien dans l'unité du Niéard, des brèches calcaires supposées Dogger et des conglomérats de base du flysch de Tarentaise d'âge imprécis dans l'unité du Quermoz.

Chaque série détritique par sa composition isotopique en oxygène distincte montre ainsi une histoire diagénétique propre.

Les brèches du Dogger ont connu une histoire diagénétique antéschisteuse longue et complexe jusqu'au Priabonien. A cet âge, une importante structuration antéflysch a affecté le substratum du flysch. Bien que l'on ne puisse plus aujourd'hui distinguer les générations de calcites de ciment ou de recristallisation appartenant à cet événement important, les brèches du Dogger étaient sans nul doute dans un état diagénétique évolué ayant perdu toute porosité originelle ou héritée. En revanche, les conglomérats du flysch priabonien étaient en cours de sédimentation à cet âge. A l'arrivée des événements tectométamorphiques, les brèches du Dogger, diagénétiquement très évoluées, formaient un milieu clos sec à recristallisations partielles; quant aux conglomérats du flysch priabonien nouvellement sédimentés, leur état diagénétique était peu évolué et ils formaient un milieu ouvert permettant une importante cimentation et recristallisation matricielle dans les fluides tectoniques.

Nous sommes amenés aux mêmes conclusions que Chayé d'Albissin et al. (1975): les déformations tectonometamorphiques accompagnées de recristallisations n'affectent la composition isotopique que dans le cas d'un système ouvert. Les recristallisations effectuées dans un milieu clos et réalisées à sec (cracking des solides) conservent les rapports isotopiques antérieurs.

Ainsi, la différence des valeurs des rapports isotopiques de l'oxygène correspond à une distinction stratigraphique régionale.

On peut dès lors comprendre l'origine des quelques valeurs fortement négatives du δO^{18} de certaines matrices des brèches du Dogger: la création de nouveaux vides d'origine tectonique (fractures observées dans les brèches) a entraîné localement une recristallisation matricielle en milieu ouvert contaminée par les fluides tectoniques.

On peut ainsi distinguer les principaux épisodes bréchiques du Dogger et ceux du Tertiaire associés au remplissage syntectonique des bassins de flyschs.

2.2. Dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise): datation indirecte des séries détritiques.

L'unité du Quermoz en zone des Brèches de Tarentaise possède une première série détritique calcaire supposée d'âge Dogger; la valeur moyenne du δO^{18} de ces matrices est de l'ordre de -4,52% P.D.B. (Tableau XXXIII). Les valeurs du rapport isotopique de ces matrices sont bien regroupées.

La seconde série détritique, appelée flysch de Tarentaise, présente une valeur moyenne du δO^{18} des matrices des conglomérats de l'ordre de -5,54% P.D.B. Les valeurs du rapport isotopique de ces matrices sont très dispersées entre des valeurs extrêmes de -10,77 à -2,51% P.D.B. (Tableau XXXIV) (fig.100).

Nous avons vu que l'unité du Niélard (en domaine d'anchizone) n'avait pas été affectée par la fracturation tardive; bien au contraire, l'unité du Quermoz (en domaine d'épizone) comme toute la zone des Brèches de Tarentaise en a été profondément modifiée. On retrouve en effet toute les conséquences de ces dernières fractures:

- la matrice des brèches supposées du Dogger montre une valeur moyenne des δO^{18} comparable à la valeur moyenne des δO^{18} des brèches datées du Dogger de l'unité du Niélard; la distribution statistique des valeurs des δO^{18} est très resserrée; ces deux observations révèlent ainsi une conservation partielle d'un fractionnement isotopique ancien d'origine diagénétique antérieur aux dépôts du flysch de Tarentaise;

- les valeurs du δO^{18} des matrices des conglomérats du flysch de Tarentaise sont dispersées avec des rapports fortement négatifs hérités des événements tectonometamorphiques (fig.101) et des rapports faiblement négatifs témoins des derniers événements cassants tardifs.

*Les brèches du Quermoz supposées du Dogger, diagénétiquement très évoluées, se sont comportées en domaine clos et sec pendant tous les événements tectoniques.

En cela on peut attribuer ces brèches par leur composition pétrographique, géochimique, isotopique et leur situation infraflysch, aux épisodes détritiques du Jurassique. Les brèches du Quermoz sont contemporaines des brèches du Grand-Fond de la zone des brèches de Tarentaise, des brèches du Dogger de la zone du Niélard.

*Il n'en est pas de même pour le flysch de Tarentaise qui a pourtant subi les mêmes événements tectonometamorphiques: domaine encore ouvert lors de ces événements tectonometamorphiques postpriaboniens et par conséquent dans un état diagénétique très peu évolué de sédiments jeunes. Cette série ne fut entièrement cimentée et recristallisée qu'aux derniers événements tectoniques cassants.

En cela on peut attribuer le flysch de Tarentaise par sa composition pétrographique, géochimique, isotopique aux épisodes détritiques du Tertiaire liés à l'individualisation et au remplissage syntectonique de bassins de flyschs.

Plus encore, par son état diagénétique très peu évolué lors des premiers événements tectonometamorphiques postpriaboniens, on doit considérer cette série comme éocène supérieur et très probablement priabonienne.

Le flysch de Tarentaise est contemporain du flysch priabonien de la zone du Niélard mais aussi du flysch des Aiguilles d'Arves.

Les méthodes stratigraphiques conventionnelles ne nous avaient pas permis de déterminer l'âge de ce flysch (post-Turono-campanienne à Tertiaire?); l'utilisation de nouveaux outils (géochimiques et isotopiques) à valeur stratigraphique nous a amené à proposer cette nouvelle datation dont les implications paléogéographiques et structurales sont de première importance dans le modèle de l'Arc alpin.

IV. CONCLUSION DES ETUDES GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES.

1. Etudes des calcites syntectoniques.

L'estimation de la température de cristallisation des calcites syntectoniques n'est pas conforme à l'environnement métamorphique, déterminé par ailleurs par les études cristallographiques sur les phyllites.

De plus, les δO^{18} moyens sont semblables entre les calcites synschisteuses de niveau structural profond et les calcites des fractures de niveau structural élevé quelles que soient les unités (fig.101); ils suggèrent donc une recrystallisation de tous les ciments synschisteux dans un domaine ouvert pendant les événements postschisteux; en revanche, les recrystallisations en milieu clos se font probablement à sec et conservent ainsi les caractères de la dernière recrystallisation en domaine ouvert.

Le rééquilibrage des rapports isotopiques sera d'autant plus conséquent que le milieu sera ouvert et donc contaminé par les derniers fluides.

2. Etudes des calcites matricielles.

Les compositions géochimique et isotopique des calcites matricielles (fig.101) ne sont affectées que dans le cas d'un système ouvert. Les recrystallisations effectuées dans un milieu clos et sec conservent les caractéristiques et les rapports isotopiques antérieurs.

En conséquence, les valeurs des compositions géochimiques et des rapports isotopiques de l'oxygène des calcites matricielles sont de nouveaux marqueurs stratigraphiques régionaux.

Les principaux épisodes bréchiques du Dogger et ceux du Tertiaire associés au remplissage syntectonique de bassins de flyschs peuvent être ainsi séparés.

Fn: matrice de la série détritique du flysch priabonien de l'unité du Niéard.

Fq: matrice de la série détritique du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz.

Dn: matrice de la série détritique du Dogger de l'unité du Niéard.

Dq: matrice de la série détritique du Dogger de l'unité du Quermoz.

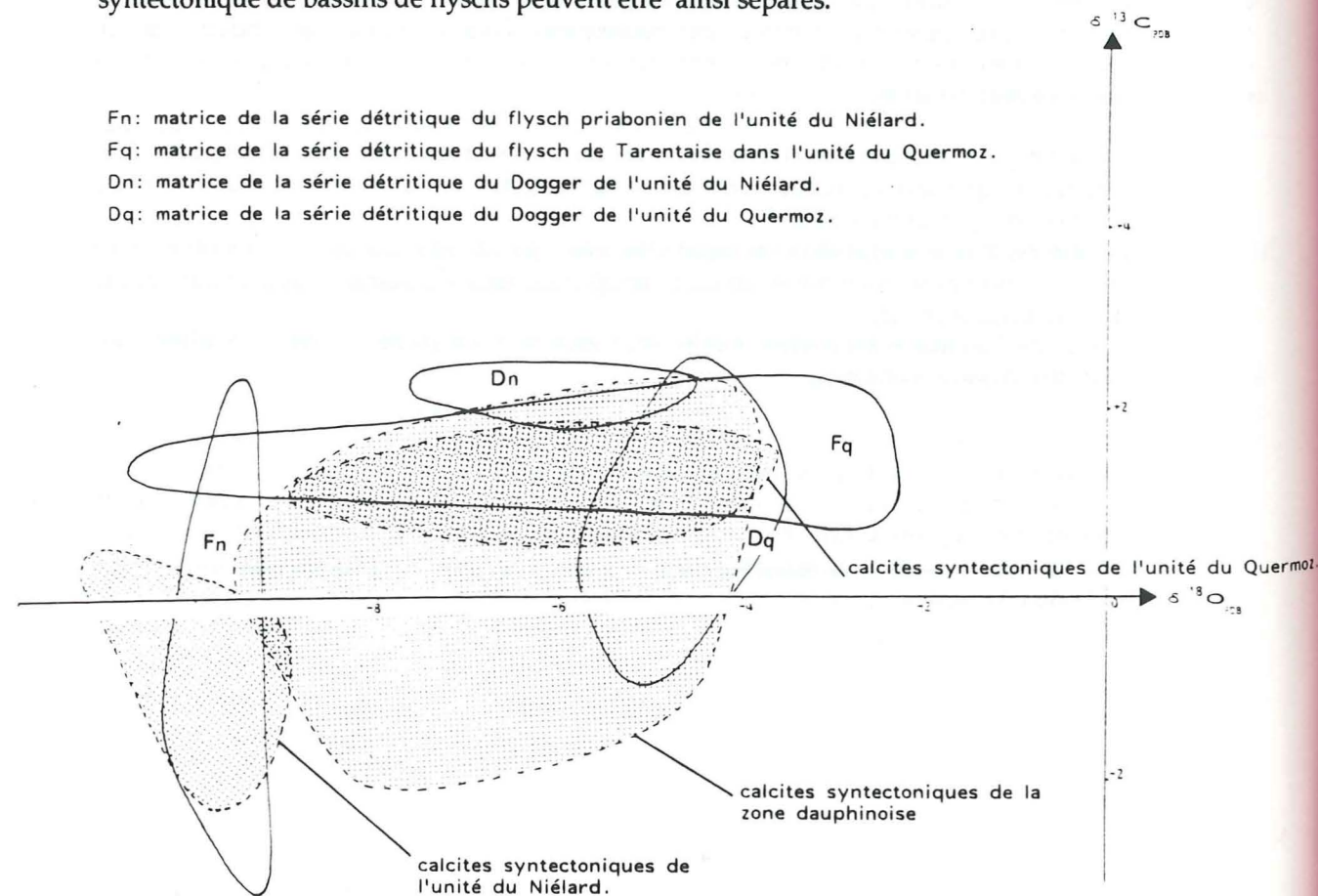


FIG. 101. Diagramme δO^{18} - δC^{13} des calcites syntectoniques dans la nappe de Roselette, dans l'unité du Niéard (zone du Niéard) et dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise), des matrices calcitiques des brèches calcaires du Dogger et des conglomérats du flysch priabonien dans l'unité du Niéard, des brèches calcaires supposées Dogger et des conglomérats de base du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz.

4^{ème} PARTIEESSAI DE SYNTHÈSE
PALEOGEOGRAPHIQUE

ESSAI DE SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'analyse stratigraphique séquentielle comparée entre le bassin dauphinois et la plate-forme occidentale du môle briançonnais (fig.102) pendant la distention téthysienne a permis d'entrevoir l'influence des fluctuations eustatiques globales surimposées aux transformations paléogéographiques régionales d'origine tectonique (§1^{ère} Partie,VII).

De nouveaux marqueurs stratigraphiques régionaux (marqueurs géochimiques et isotopiques) ont permis de dater indirectement les brèches du Dogger de la zone des Brèches de Tarentaise qui semblent appartenir à un domaine transcurrent local transverse à la marge en extension. Mais surtout, le flysch de Tarentaise, caractérisé également par ces nouveaux marqueurs stratigraphiques régionaux, serait éocène et selon toute vraisemblance d'âge priabonien. Cette datation indirecte a d'importantes conséquences d'ordre paléogéographique.

L'histoire tectonique tant dans le domaine dauphinois que dans le domaine pennique externe est associée à des transformations métamorphiques dans les faciès argileux et dans les faciès carbonatés. Ainsi, les nouvelles données tectonométamorphiques ont de nombreuses conséquences d'ordre géodynamique.

1.L'époque antérift: l'héritage tectonique tardi-hercynien.

A la fin de l'orogénèse hercynienne, le nouveau domaine européen occidental est découpé par les grands accidents décrochants. Le long de ces accidents, dans de nombreux bassins en pull-apart (Bonjoly et Castaing, 1984; Baudemont, 1987), les sédiments stéphano-permiens piégés présentent deux séquences majeures de dépôts:

- la séquence inférieure (Westphalien-Stéphanien A ?);
- la séquence supérieure (Stéphanien B- Permien).

Dans toute la plate-forme européenne, la sédimentation du Permo-Houiller a été contrôlée par le jeu de trois familles principales de failles:

- la famille N 30-40° prédominante (témoins houillers intraBelledonne);
- la famille N 0-10°;
- la famille N 90°;
- enfin, la famille N 110-130° est mal représentée à l'est du Sillon houiller.

Par la suite, ces accidents majeurs vont être réactivés de nombreuses fois selon un jeu conforme aux champs de contraintes successifs de l'histoire alpine:

* pendant l'époque du rift téthysien (Lias-Malm):

- la famille N 30-40° prédominante enregistre des rejeux normaux de failles listriques (talus cévenol, région du Pelvoux (Barfétty et *al.*, 1979, 1980)(Dumont et *al.*, 1987), et de Maurienne (Serre, 1983)...);
- la famille N 0-10°, de direction oblique à la marge européenne de l'océan téthysien, semble découper cette dernière en différentes régions (faille du Bon Nant, Tardy et Doudoux (1988)).

	Subdivisions stratigraphiques	Delphinohelvétique interne	pennique externe
Tertiaire	Priabonien à Stampien ?	calcaires 50 ?	Flysch 1000 ?
	Danien à Priabonien		
Crétacé	Crétacé supérieur		
	Crétacé inférieur	schistes ?	
Malm	Tithonique	calcaires 10	
	Kimméridgien	schistes noirs	
	Oxfordien	200-300	
Dogger	Callovien		
	Bathonien	calcaires gréseux	brèches calcaires
	Bajocien	50	
	Aalénien	schistes noirs 200-300	schistes noirs 15
Lias	Toarcien	calcschistes noirs	calcaires
	Plienbachien	200-300	200-50
	Sinemurien	calcaires noirs schisteux	calcaires noirs
	Hettangien	100-200	20
Trias	Rhétien	grès, dolomies, calcaires 30	calcaires schistes 15
	Norien	dolomies ?	dolomies 30
	Carnien	^ évaporites ^ dolomies 30 grès 10	^ ^ ^ évaporites ^ ^ ^ ?
	Ladinien		dolomies grises 40
	Anisien		dolomies jaunes 60
	Werfénien		grès dolomies 10
			quartzites 40
Permien	Saxono-Thuringien		quartzites 40
	Autunien	grès schistes ?	schistes de la Bagnaz 200
	houiller Stéphanien Westphalien	schistes noirs ?	schistes 50
	Socle hercynien à varisque	+++++	+++++

Les nombres représentent l'épaisseur maximale estimée de chaque formation.

FIG. 102. Coupes-temps comparées entre la zone delphinohelvétique interne et le domaine pennique externe (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise).

Les traits verticaux symbolisent les hiatus sédimentaires après un non-dépôt ou une érosion; le figuré rayé représente l'érosion anté-priabonienne.

* pendant l'époque orogénique alpine;

- la famille N 30-40°, découpant le socle en blocs semi-rigides, matérialise les plans de décrochevauchement qui engendrent toutes les nappes du domaine externe;
- la famille N 0-10° peut jouer le rôle de rampe latérale dans les coulissements transverses des différents blocs de socle (Gourlay, 1984).

2.L'époque prérift: les premières distensions.

Au début du Trias, deux domaines de plate-forme apparaissent (fig.103):

- le domaine alpin (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise);
- le domaine germanique (zones delphinohelvétiques externe et interne).

- Le domaine alpin est marqué par une subsidence tectonique de la plate-forme; ainsi, les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise sont envahies par la mer alpine dès le Werfénien; dans ces zones, quatre séquences stratigraphiques majeures ont été reconnues comme dans la zone briançonnaise (Mégard-Galli et Baud, 1977) (fig.104);

la séquence du Permo-Anisien supérieur débutant par des faciès détritiques transgressifs et s'achevant par une émergence temporaire;

la séquence du Ladinien-Carnien annoncée par une nouvelle transgression et finissant par l'installation d'une lagune à évaporites au Carnien;

la séquence norienne, essentiellement laguno-marine;

la séquence rhétienne marquant un bref retour de la mer et s'achevant localement par une nette tendance régressive avant la transgression du Lias inférieur (fig.105).

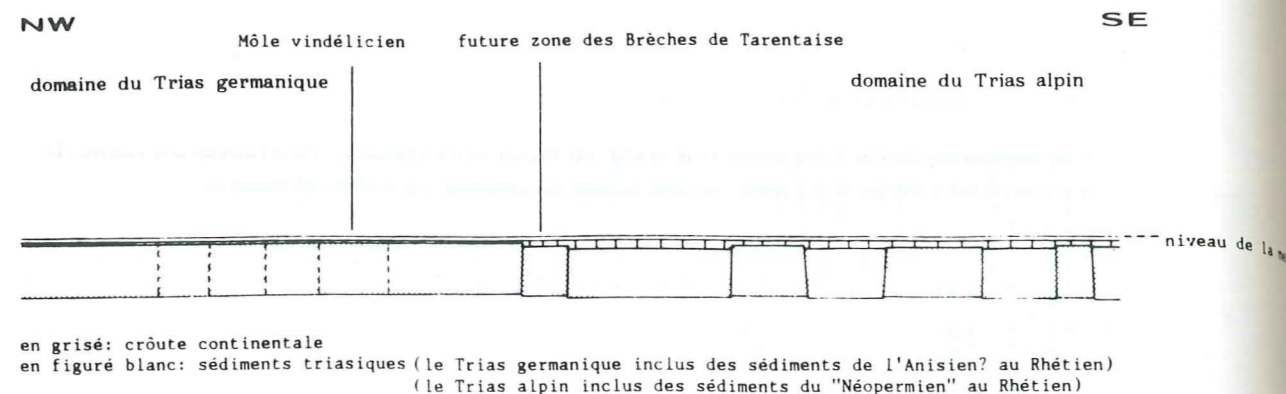
- le domaine germanique, longtemps resté émergé (môle vindélicien, Ricour, 1962) ne possède que les trois dernières séquences stratigraphiques majeures du Trias (fig.104, 105); de plus, la séquence rhétienne, sans tendance régressive sommitale visible, marque dans le domaine dauphinois uniquement le passage entre le cycle triasique et le cycle jurassique.

3.L'époque synrift: la naissance d'une marge.

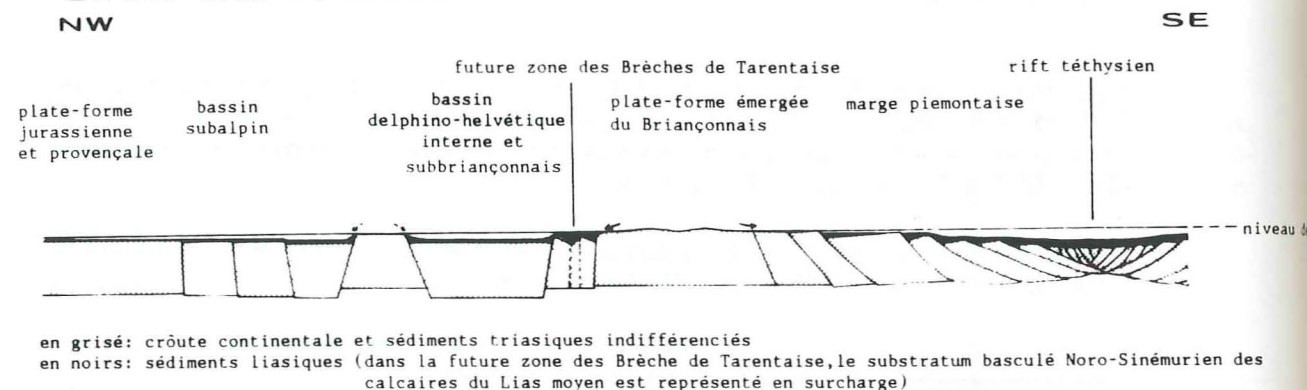
Au début du Lias, s'ouvre la grande période de la distension dans la paléomarge européenne de l'océan téthysien; dès lors, deux domaines s'individualisent (fig.103):

- le domaine dauphinois correspondant à un bassin fortement subsident souvent en régime hydrodynamique anoxique (zones dauphinoise et subbriançonnaise);
- le domaine pennique externe formant la plate-forme entre le bassin dauphinois et le môle briançonnais en partie exondé (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard).

TRIAS : NAISSANCE DE LA DISTENSION TETHYSIENNE



LIAS : LE RIFTING TETHYSIEN



DOGGER-MALM INFÉRIEUR : OUVERTURE ET EXPANSION OCEANIQUE DE LA TETHYS

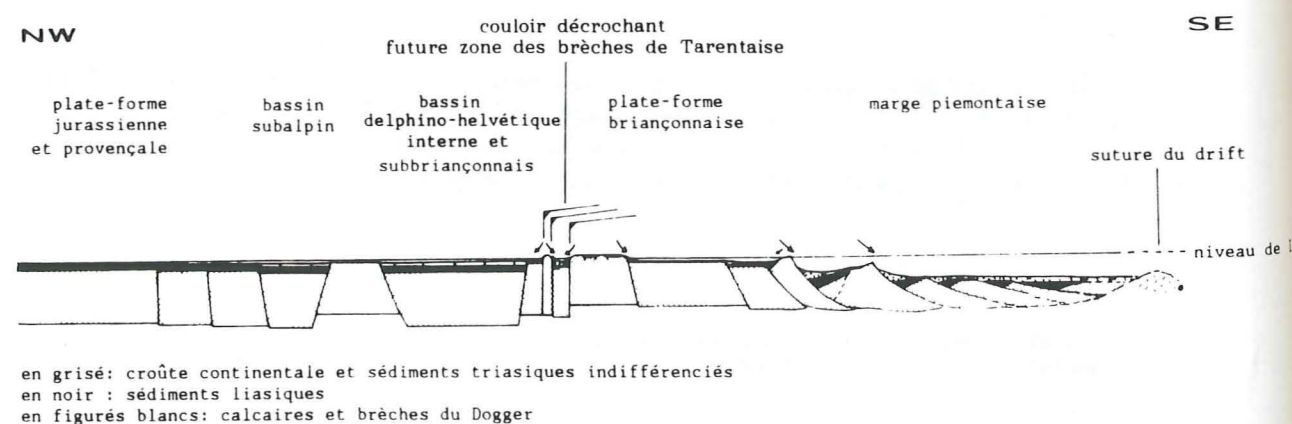


FIG. 103. Reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques des domaines germanique et alpin au Trias, de la paléomarge européenne du rift téthysien au Lias et au Dogger-Malm inférieur.

D'après Deville (1987) (modifié) pour la région à l'est de la future zone des Brèches de Tarentaise.

Dans ces deux domaines, nous avons reconnu deux séquences stratigraphiques majeures marquées par des discontinuités "concordantes" dans le bassin et par des surfaces d'érosion sur la plate-forme: la séquence Hettangien-Aalénien et la séquence Bajocien-Tithonique.

La séquence du Crétacé inférieur n'est présente que dans le domaine dauphinois.

*La séquence de l' Hettangien-Aalénien :

Au Lias, le basculement de blocs de socle génère sur la plate-forme trois séquences mineures de dépôts séparées par des surfaces d'érosion (fig.106, 107, 108). En revanche, dans le bassin, la sédimentation semble être continue dans les régions éloignées (nappe de Roselette) des blocs basculés tels ceux du Mont-Blanc, du Rocheray ou de la région du Pelvoux.

Au sommet de cette séquence majeure, l'Aalénien, à dépôts pélagiques anoxiques communs au bassin et à la plate-forme, montre un caractère transgressif maximal. La limite supérieure de la séquence montre une discordance subaérienne sur la plate-forme, en revanche dans le bassin les dépôts bajociens reposent en accordance sous-marine sur les derniers sédiments aaléniens (type 1 (Vail et al., 1987)).

*La séquence Bajocien-Tithonique, transgressive dans le bassin, est marquée sur la plate-forme par un important événement tectonique (fig.109); sur un substratum érodé localement structuré, d'importants dépôts de brèches du Dogger (unité du Niéard et unité du Quermoz) se sont sédimentés dans des bassins locaux subsidents, probablement alignés le long d'un accident transcurrent transverse à la marge.

Cet épisode est suivi au Malm par les derniers basculements de blocs (brèches oxfordiennes du Télégraphe (Barbier, 1948) zone subbriançonnaise) sur le talus séparant le bassin dauphinois et la plate-forme occidentale du môle briançonnais (fig.110).

4.L'époque orogénique: de la genèse du bassin de flysch à la tectogénèse alpine.

4.1.L' histoire et la paléogéographie du bassin de flysch.

Les dépôts du Crétacé supérieur sont très ponctuels et uniquement présents dans la zone des Brèches de Tarentaise. Ils ne peuvent donc pas être intégrés dans un cadre paléogéographique régional.

Au Tertiaire, un seul bassin de flysch s'établit obliquement aux paléogéographies antérieures et repose sur un substratum érodé composite et localement plissé; ce bassin possède deux dépôcentres séparés par un seuil au niveau de la zone du Niéard (fig.111):

- le premier situé aux Aiguilles d'Arves (Deharveng et al., 1987);
- le second situé probablement dans l'unité du Roignais-Versoyen (Antoine, 1971).

L'initialisation de ces dépôcentres semble correspondre à des aires subsidentes alignées le long de l'accident transcurrent senestre signalé par Ricou (1980) à la limite des domaines dauphinois et briançonnais.

DAUPHINOIS

SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise et
Z. du Niélard

TRIAS

100 m.
0

FIG. 104. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Trias p.p.**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

- 1: Permo-Werfénien;
- 2: Anisien;
- 3: Ladinien;
- 4: Carnien;
- 5: Norien.

DAUPHINOIS

SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise et
Z. du Niélard

RHETIEN

FIG. 105. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Rhétien**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

DAUPHINOIS

SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise et
Z. du Niélard

ZONE ANOXIQUE

LIAS INFÉRIEUR

FIG. 106. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Lias inférieur**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

Les séries sédimentaires antérieures sont représentées indistinctement sous un figuré de pointillés (la décompaction des sédiments n'est pas intégrée dans la coupe).
1: Héttangien;
2: Sinémurien.

Les symboles représentent les faunes pélagiques et les polyptères ahermatiques.

DAUPHINOIS

SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise et
Z. du Niélard

LIAS MOYEN

100 m.
0

FIG. 107. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Lias moyen**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

Les séries sédimentaires antérieures sont représentées indistinctement sous un figuré de pointillés (la décompaction des sédiments n'est pas intégrée dans la coupe).

La flèche noire indique la présence d'apports détritiques.
Les symboles représentent les faunes pélagiques dans le bassin et dans les calcaires de type Villette, les polyptères hermatiques des calcaires de Type Slax; les surcharges noires indiquent la présence de niveaux condensés.

DAUPHINOIS

SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise et
Z. du Niélard

ZONE ANOXIQUE

LIAS SUPÉRIEUR ET
AALÉNIEN100 m.
0

FIG. 108. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Lias supérieur** et à l'Aalénien, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

Les séries sédimentaires antérieures sont représentées indistinctement sous un figuré de pointillés (la décompaction des sédiments n'est pas intégrée dans la coupe).

Les symboles représentent les faunes pélagiques et les "nodules" silicoalumineux des faciès anoxiques.

DAUPHINOIS

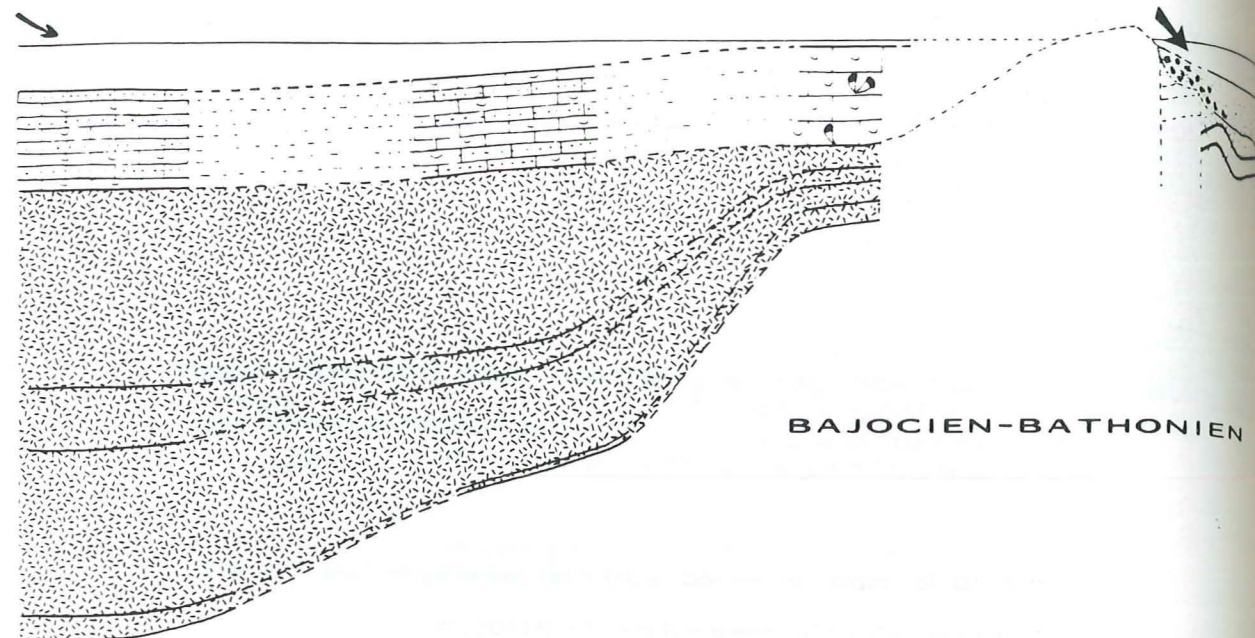
SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise
Z. du Niélard

FIG. 109. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Bajocien-Bathonien**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

Les séries sédimentaires antérieures sont représentées indistinctement sous un figure de pointillés (la décompaction des sédiments n'est pas intégrée dans la coupe).

Les flèches noires indiquent la présence d'apports détritiques.

DAUPHINOIS

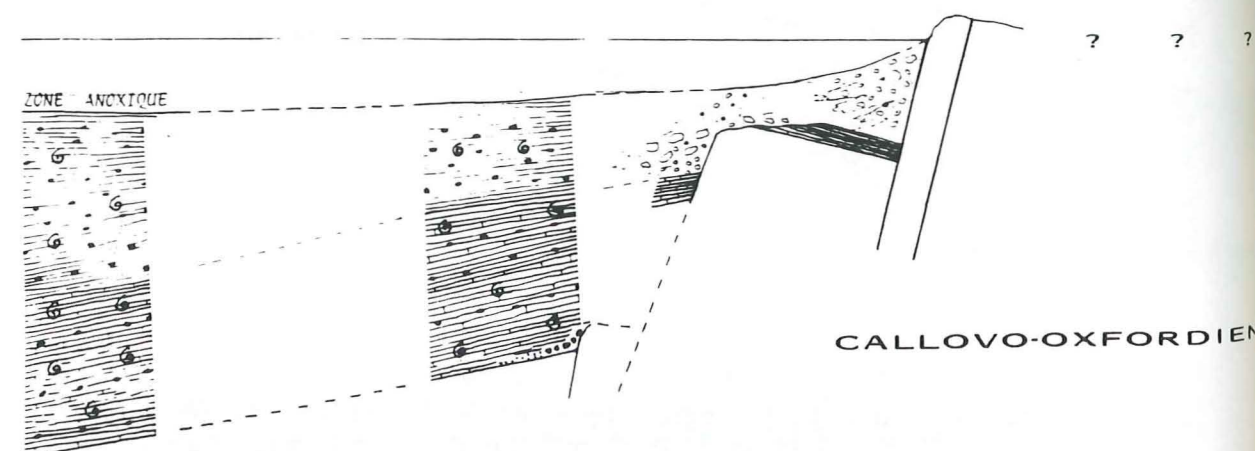
SUBBRIANCONNAIS
EXTERNESUBBRIANCONNAIS
INTERNEZ. des Brèches de Tarentaise
Z. du Niélard

FIG. 110. Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au **Callovo-Oxfordien**, d'après ce présent travail sauf pour la zone subbriançonnaise (d'après Barbier (1948) et Postigo Perez (1985)).

Les séries sédimentaires antérieures sont représentées indistinctement sous un figure de pointillés (la décompaction des sédiments n'est pas intégrée dans la coupe).

Les symboles représentent les faunes pélagiques et les "nodules" silicoalumineux des faciès anoxiques.

Dans ce bassin nous distinguons ainsi deux domaines (fig. 112, 114 coupes 1 et 2):

- un premier domaine à substratum dauphinois (unité des Albies, région des Aiguilles d'Arves) alimenté par un pays à affinité dauphinoise en proie à l'érosion;
- un second domaine à substratum de type briançonnais (unité du Cheval Noir, zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise) alimenté par un pays à affinité briançonnaise en proie à l'érosion.

A partir du Priabonien supérieur, la disparition du bassin à la suite probablement des premiers événements tectoniques tangentiels semble être hétérochrone (fig. 113, 114 coupes 3 et 4):

- au Nord (Maurienne et Tarentaise), la série détritique du flysch et son substratum semblent être déjà structurés en nappes alimentant le nouveau bassin de flysch oligocène inférieur à moyen en avant du front de charriage (Rosset, 1956) (bassin de flysch des massifs subalpins, Doudoux communication orale);

- au Sud (région Sud du Pelvoux), depuis le Priabonien, le bassin de flyschs subsiste au moins jusqu'à l'Oligocène inférieur (Grès du Champsaur) sans qu'aucune structuration ne soit perceptible (Debelmas et coll., 1980).

4.2. La période des charriages.

Pendant toute l'époque synrift, le bassin dauphinois était séparé de la plate-forme occidentale du môle briançonnais (zone des brèches de Tarentaise et du Niélard) par la zone subbriançonnaise (§ 3.).

Or, la zone subbriançonnaise est située aujourd'hui entre la zone briançonnaise à l'Est et les zones des brèches de Tarentaise et du Niélard à l'Ouest.

Pour comprendre cette position particulière, non conforme à la disposition mésozoïque, plusieurs hypothèses ont été émises (Serre, 1983):

- 1- "saut de moutons" des zones à substratum de type briançonnais au dessus de la zone subbriançonnaise avant l'installation du bassin de flysch au Priabonien;
- 2- avancée différentielle de "couloirs" pendant un décrochement sénestre antépriabonien, amenant ainsi des zones à substratum de type briançonnais entre la future zone delphinohelvétique et la zone subbriançonnaise;
- 3- "saut de moutons" des zones à substratum de type briançonnais au dessus de la zone subbriançonnaise après le dépôt des flyschs, pendant la tectogénèse alpine.

La première et la deuxième hypothèses ne sont pas compatibles avec les observations stratigraphiques et sédimentologiques ayant démontré que les flyschs des zones des brèches de Tarentaise et du Niélard étaient alimentés à cette époque par des pays d'origine briançonnaise.

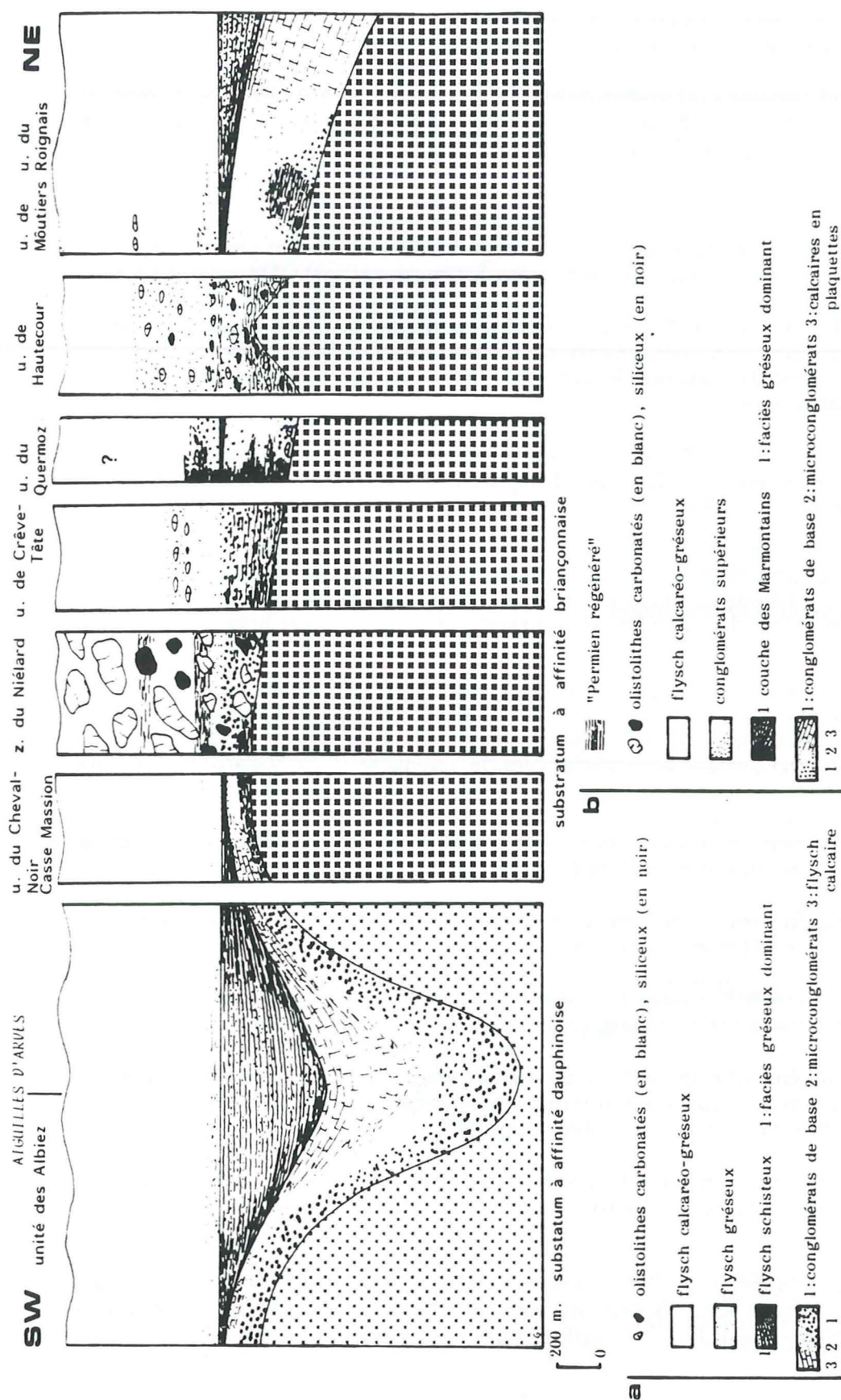


FIG. 111. Comparaison entre les différentes successions lithostratigraphiques du flysch des Aiguilles d'Arves (a) et du flysch de Tarentaise (b).

La dernière hypothèse semble ainsi la plus satisfaisante. On peut alors imaginer l'évolution suivante;

-la zone des brèches de Tarentaise est en partie structurée et métamorphisée précocement (épisode synschisteux S_1 , P_1);

-les zones du domaine pennique externe (unité du Cheval Noir, zones des brèches de Tarentaise et du Niéard) sont charriées sur la zone delphinohelvétique interne pendant l'épisode synschisteux (S_2 , P_2); elles dépassent ainsi la zone subbriançonnaise qui a été préalablement clivée (Barbier, 1948; Perez-Postigo, 1985) (fig.114, coupe 3)); au même moment, la nappe de Roselette, décollée et écaillée au Sud de l'Isère, était entièrement diverticulée au Nord de cette rivière;

-les zones du domaine pennique externe (unité du Cheval Noir, zones des brèches de Tarentaise et du Niéard) sont pincées et à leur tour chevauchées par la zone subbriançonnaise, probablement pendant le dernier épisode synschisteux (P_3 , S_3);

-la limite entre la zone subbriançonnaise et les zones des Brèches de Tarentaise et du Niéard a un jeu décrochant sénestre tardif pouvant décaler partiellement les zones entre-elles.

En conclusion, bien que le front pennique sépare en Tarentaise la zone delphinohelvétique (domaine dauphinois) des zones penniques externes (domaine mésozoïque à affinité briançonnaise), il ne représente, dans sa configuration actuelle, qu'un accident tangentiel synschisteux oblique aux anciennes limites des domaines isopiques du Mésozoïque.

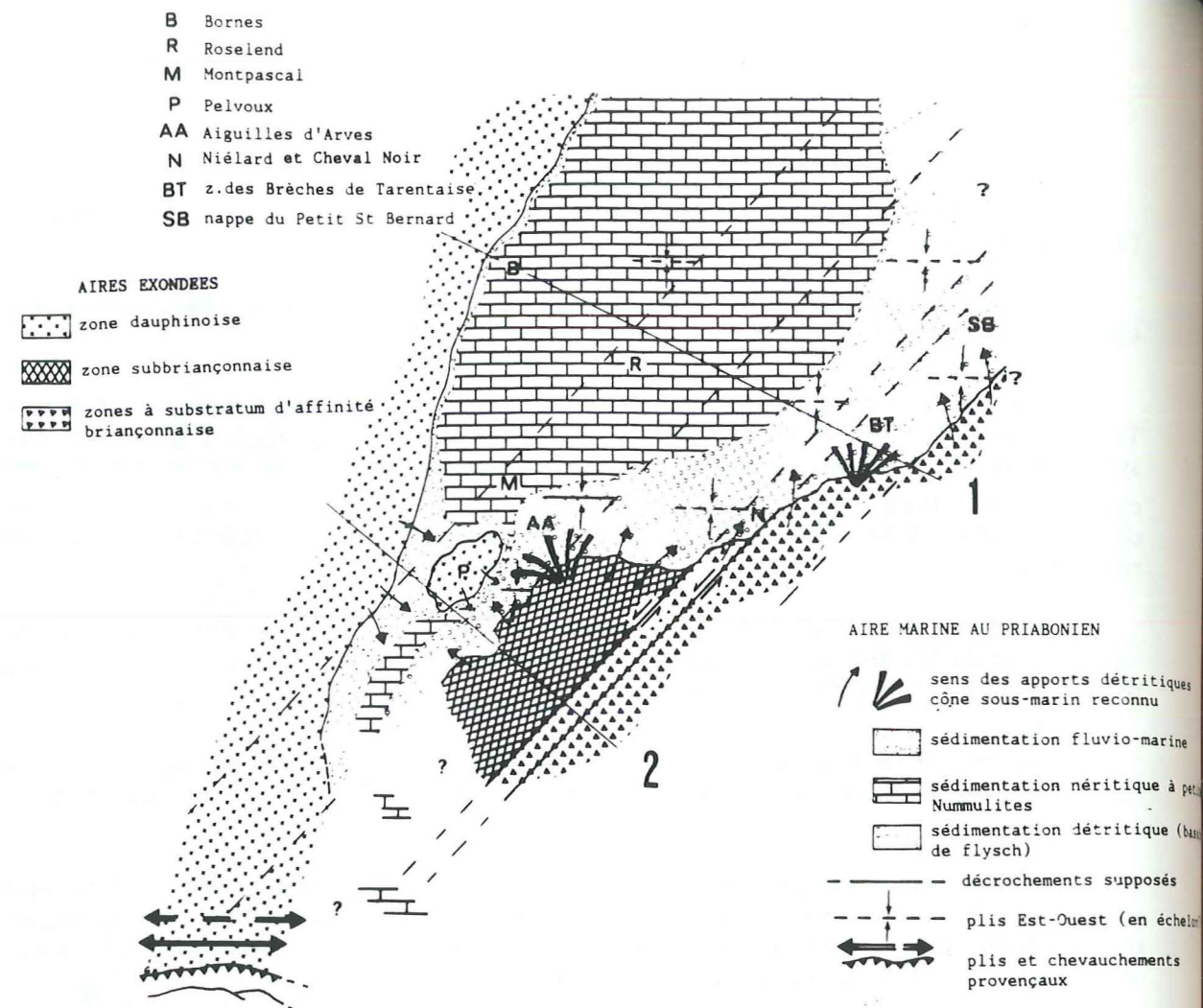


FIG. 112. Carte paléogéographique de la mer alpine priabonienne.

Documents consultés: Debrand-Passard et al. (1984); cartes géologiques B.R.G.M. 1/50000), complétés par les nouvelles données (sans échelle).

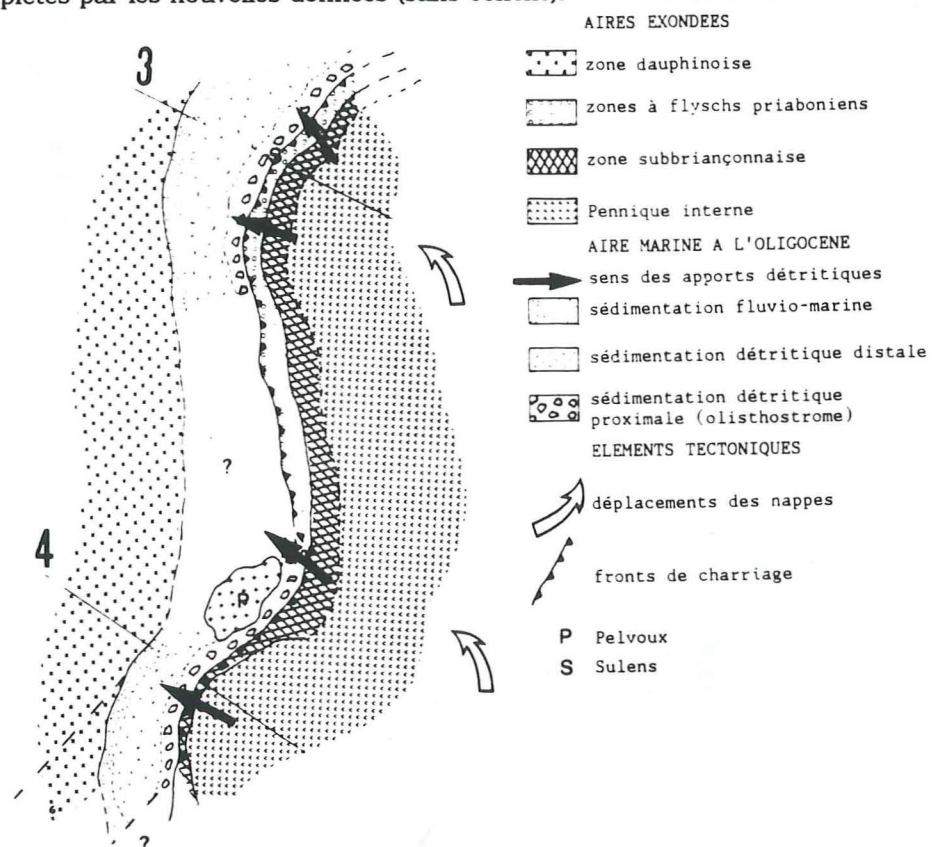


FIG. 113. Carte paléogéographique de la mer alpine à l'Oligocène inférieur à moyen.

Documents consultés: Debrand-Passard et al. (1984); cartes géologiques B.R.G.M. 1/50000), complétés par les nouvelles données (sans échelle).

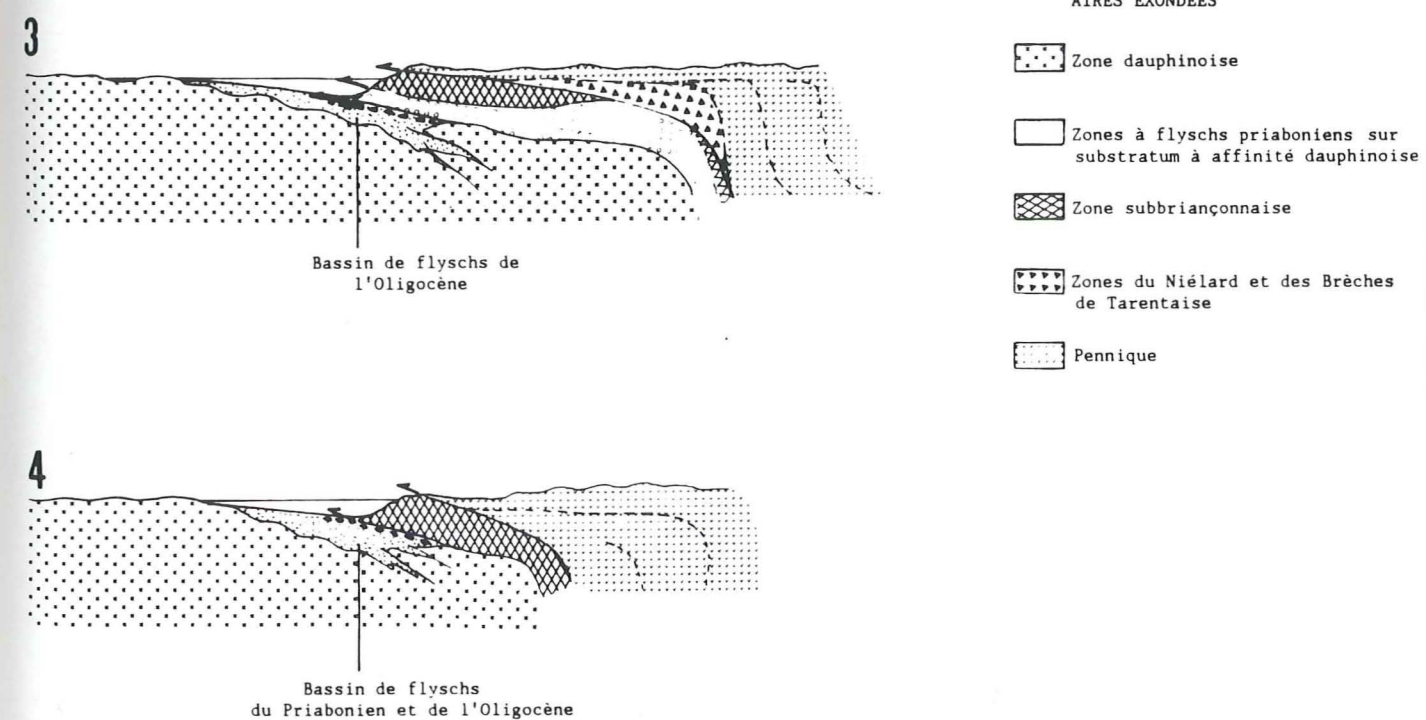
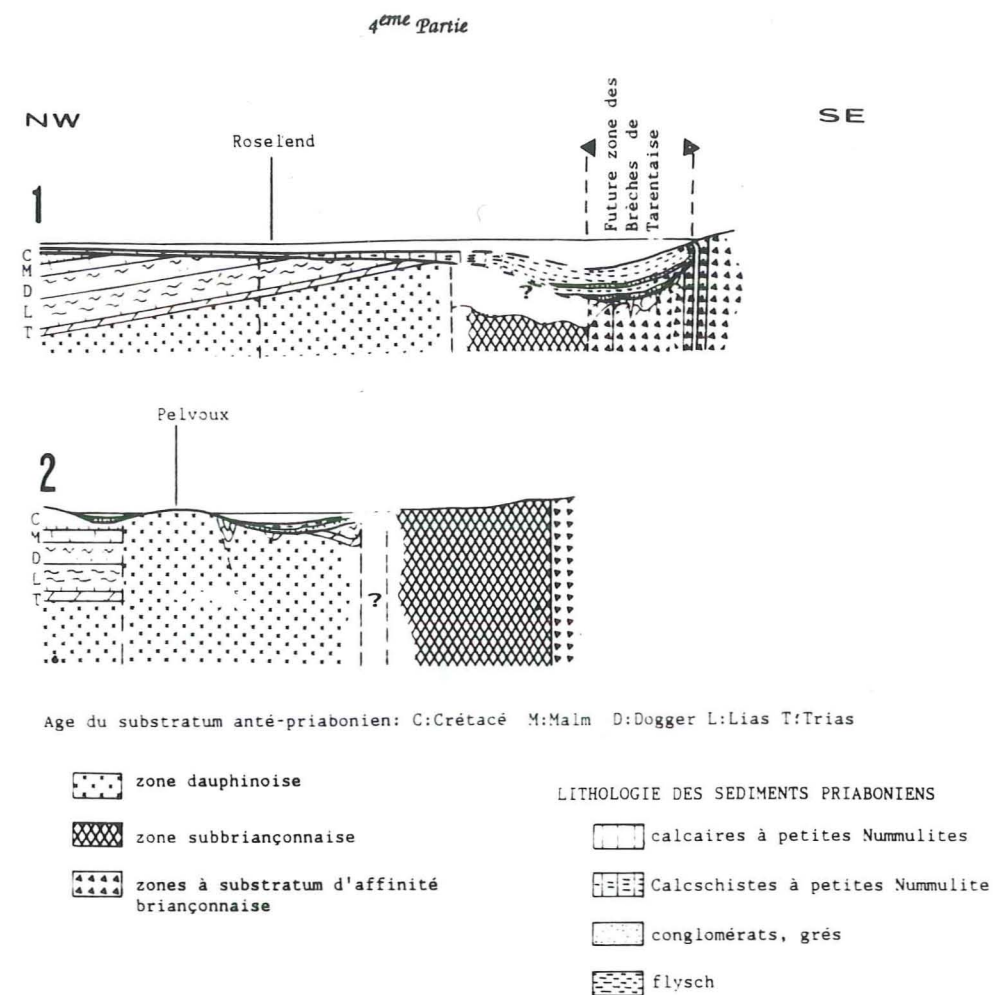


FIG. 114. Essai de coupes transversales au bassin de la mer priabonienne et de la mer oligocène contemporaine des structurations internes;

Documents consultés: Debrand-Passard et al. (1984); cartes géologiques B.R.G.M. 1/50000), complétés par les nouvelles données (sans échelle).

CONCLUSION GENERALE

Felix qui potuit rerum cognoscere causas

Virgile.

CONCLUSION GENERALE.

Dans une grande chaîne de collision telle que l'Arc alpin, quelques régions clefs, zones de transition entre des grands domaines, sont le site privilégié de la tectonique intraplaque: tel est le cas de la zone des Brèches de Tarentaise.

Région clef dans les Alpes occidentales par sa position à la limite des domaines externe et interne, la zone des Brèches de Tarentaise l'est également par les questions fondamentales qu'elle a toujours soulevées ;

- quelles sont les relations paléogéographiques entre la zone des Brèches de Tarentaise et la zone delphinohelvétique interne au cours de l'histoire de l'ouverture océanique téthysienne?
- quel est l'âge du flysch de Tarentaise et la paléogéographie des bassins de flysch ?
- quel est la signification du front pennique avant, pendant et après le paroxysme tangential alpin?

Depuis un siècle de recherche, tous les stratigraphes et les tectoniciens ont été confrontés à ces questions; il fallait nécessairement utiliser de nouveaux outils adaptés à ce contexte si particulier pour tenter d'y répondre.

I. UTILISATION DE NOUVEAUX MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES A VALEUR REGIONALE.

En l'absence de marqueurs biostratigraphiques dans des roches intimement transformées par un métamorphisme "schistes verts", seuls les carbonates matriciels sont susceptibles de conserver en mémoire les traces d'événements sédimentaires ou diagénétiques régionaux typiques.

Ainsi, les caractères géochimiques et isotopiques de ces carbonates matriciels peuvent posséder une valeur stratigraphique régionale.

Cependant pour mettre en évidence les traces géochimiques et isotopiques des histoires sédimentaires et diagénétiques, il faut auparavant identifier l'histoire des événements tectonométamorphiques et analyser leurs influences pétrographique, géochimique et isotopique.

Il est alors possible de définir l'empreinte métamorphique et de retrouver le souvenir des histoires précoces de chaque séquence stratigraphique.

L'un des résultats majeurs de cette étude montre que les caractéristiques géochimiques et isotopiques des événements précoces, véritables identités de chaque séquence stratigraphique, peuvent être utilisés comme marqueurs stratigraphiques régionaux.

II. LES NOUVEAUX RESULTATS.

1. Nouveaux résultats et interprétations stratigraphiques.

La détermination des caractéristiques géochimiques et isotopiques des matrices calcitiques de chaque série détritique dans le domaine pennique externe nous a permis de les dater indirectement:

- les Brèches du Quermoz étant d'âge dogger, contemporaines des brèches du Niélard et du Grand-Fond;
- le flysch de Tarentaise étant d'âge tertiaire, identique au flysch priabonien du Niélard et au flysch des Aiguilles d'Arves.

Ces datations ont permis:

* de distinguer les Brèches du Bathonien (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise) probablement sédimentées dans des bassins en pull-apart localisés le long d'un accident décrochant transverse à la paléomarge européenne de l'océan téthysien des Brèches de l'Oxfordien (Barbier, 1948) (zone subbriançonnaise) déposées au pied de failles listriques.

* d'expliquer la naissance du bassin de flysch tertiaire le long d'accidents majeurs transcurrents pouvant correspondre à ceux décrits par Ricou (1980) et par Maury et Ricou (1983) et de cerner la paléogéographie du bassin de flysch sur son substratum composite entouré de terres érodées à affinités dauphinoise et à affinité briançonnaise.

A ces datations s'ajoute la découverte d'une microfaune du Pliensbachien dans les fonds condensés du sommet des calcaires de type Villette, permettant ainsi de déterminer le cadre paléogéographique au Pliensbachien dans les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise.

Parallèlement à la recherche des âges des séries détritiques, l'étude stratigraphique séquentielle entre le bassin dauphinois et la plate-forme occidentale du môle briançonnais a permis de décrire six séquences majeures dans le Trias et dans le Jurassique:

- la séquence du Permo-Anisien supérieur;
- la séquence du Ladinien;
- la séquence du Norien;
- la séquence du Rhétien;
- la séquence de l'Hettangien-Aalénien;
- la séquence du Bajocien-Tithonique;

2. Nouveaux résultats et interprétations tectonométamorphiques.

Les études pétrographiques, géochimiques et isotopiques des calcites syntectoniques ainsi que l'analyse cristallographique des phyllites apportent de nombreux résultats;

- les paramètres P-T sont maintenant définis dans la zone delphinohelvétique interne et dans la zone des Brèches de Tarentaise;
- l'histoire de l'évolution des fluides syntectoniques calée dans la chronologie des événements tectonométamorphiques est établie; elle est ubiquiste quel que soit le degré de métamorphisme (anchizone à épizone) mais dépend étroitement des états de déformation successifs dans les différents encaissants;
- un métamorphisme isochimique et un métamorphisme métagénétique sont mis en évidence tant dans les téguments que dans les couvertures.

Toutes ces études ont été replacées dans l'histoire tectonique régionale postpriabonienne.

* la déformation plicative synschisteuse (P_1, S_1) est seulement connue dans la zone des Brèches de Tarentaise; elle est peut-être en partie contemporaine du métamorphisme "schistes verts" de cette zone;

* la déformation plicative synschisteuse (P_2, S_2), présente dans toutes les zones, est accompagnée d'un métamorphisme épizonal; le régime compressif à cette époque (Oligocène supérieur?) devait être orienté initialement NW-SE puis NNW-SSE;

* la déformation plicative synschisteuse (P_3, S_3), toujours en domaine d'épizone, s'inscrit dans un régime compressif orienté WNW-ESE à cette époque (Miocène moyen à supérieur?);

* les jeux décrochants dextres dans un régime compressif toujours orientés WNW-ESE appartiennent à l'époque de transition entre la période synschisteuse métamorphique et la période postschisteuse;

* les jeux décrochants sénestres appartiennent à un régime compressif orienté N-S à cette époque (Pliocène?);

* les bombements et la fracturation récente sont conformes au champ de contrainte de l'Actuel.

Enfin, tous ces résultats stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques ont permis de proposer de nouvelles reconstitutions du paléoenvironnement sédimentaire entre le bassin dauphinois et la plate-forme occidentale du môle briançonnais tout au long de l'ouverture océanique téthysienne mais aussi de discuter d'un nouveau modèle paléogéographique du bassin des flyschs au Priabonien.

BIBLIOGRAPHIE

- Ackermann A. (1986) - Le flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 79, p. 641-684.
- Amaudric du Chaffaut S., Fudral S. et Coll. (1986) - De la marge océanique à la chaîne de collision dans les Alpes du Dauphiné. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, p. 197-231.
- Amieux P. (1981) - La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires. Applications sédimentologique et diagénétiques. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Cl. Bernard (Lyon I), 212 pages.
- Amieux P. (1982) - La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, vol. 6, p. 437-483.
- Andrieux J. et Lancelot J.C. (1980) - Les plis "transverses" postpriaboniens dans la zone des Brèches de Tarentaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 1059-1061.
- Angelier J. et Mechler P. (1977) - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 1309-1318.
- Angelier J. et Bergerat F. (1983) - Systèmes de contraintes et extension intra-continentale. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, t. 7, p. 137-147.
- Antoine P. (1964) - Quelques précisions sur le Trias moyen et inférieur du massif du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines (Tarentaise). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, Série D, p. 1850-1852.
- Antoine P. (1965) - Sur l'existence de Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Série D, t. 261, p. 3640-3642.
- Antoine P. (1965) - Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des zones du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, Série D, p. 1213-1215.
- Antoine P. (1965) - Les écaillles frontales de la zone des Brèches de Tarentaise. Entre les Chapieux et le haut Val Veni (Savoie, Pays d'Aoste). *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. 41, p. 163-175.
- Antoine P. (1966) - Sur la tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise au niveau du glacier du Miage (Val Veni, Italie). *Trav. Lab. géol.*, Grenoble, t. 42, p. 13-16.
- Antoine P. (1970) - Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan en Tarentaise et dans le Haut Val d'Aoste. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 270, Série D, p. 1548-1551.
- Antoine P. (1971) - La zone des Bèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, mém. 9, 367 pages.
- Antoine P. (1972) - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). *Géologie alpine*, t. 48, p. 5-40.
- Antoine P., Barbier R. et Collart J. (1972) - L'âge jurassique de la série du Quermoz au Nord de Mouliers (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIV, p. 128-129.
- Antoine P., Barbier R. et Collart J. (1972) - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des schistes de la Bagnaz (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). *Géologie alpine*, t. 48, p. 41-47.
- Antoine P., Barbier R., Debelmas J. et Fudral S. (1972) - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du massif du Grand Fond (zone des Brèches de Tarentaise, Savoie). *Géologie alpine*, t. 48, p. 49-59.
- Antoine P., Barbier R. et Collart J. (1973) - Mise en évidence d'un pli couché kilométrique (6 km) dans la zone des Brèches de Tarentaise au Nord-Ouest d'Aime (Savoie) et ses conséquences structurales. *Géologie alpine*, t. 49, p. 13-19.
- Antoine P., Loubat H. et Vatin-Pérignon N. (1973) - Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais). *Géologie alpine*, t. 49, p. 21-39.

- Antoine P., Barbier R. et Collart J. (1974) - Le problème des "couches supérieures" de Villette en Tarentaise (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, Série D, p. 37-39.
- Antoine P., Pairis J.L. et Pairis B. (1975) - Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France). *Géologie alpine*, t. 51, p. 5-23.
- Antoine P. et Landry P. (1976) - Précisions nouvelles sur l'extension du domaine helvétique en Savoie, à l'arrière de l'axe cristallin Belledonne-Mont-Blanc. *Eclogae géol. Helv.*, vol. 69, p. 403-413.
- Antoine P. et Barbier R. (1978) - Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). *Géologie alpine*, t. 54, p. 5-14.
- Antoine P. et Barbier R. (1978) - La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie). *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 286, Série D, p. 1849-1851.
- Antoine P., Barbier R., Bravard C. et Gidon M. (1978) - Les rapports entre le Flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C.R. Acad. sci.* Paris, t. 286, Série D, p. 1751-1753.
- Antoine P., Barbier R., Barféty J.C. et Debelmas J. (1980) - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C.R. Acad. sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 1451-1453.
- Anovitz L.M. et Essene E.J. (1982) - Phase relations in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 . *Trans. Am. Geophys. Union*, t. 63, p. 464.
- Aprahamian J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). *Géologie alpine*, t. 50, p. 5-15.
- Aprahamian J., Pairis B. et Pairis J.L. (1975) - Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges. Implications possibles d'un point de vue sédimentaire structural et métamorphique. *Annales Centre Univ. Savoie*, t. 2, p. 95-119.
- Ardie (1987) - Dolomitisation : a critical view of some current views. *Jour. Sed. Pet.*, vol. 57, p. 156-180.
- Arlhac P. et Rousset C. (1979) - La nappe de Digne près de Gap (Hautes-Alpes) : sa place dans les Alpes externes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, Série D, p. 47-50.
- Arnaud H. (1973) - Mise en évidence d'un important décalage anté-miocène de sens sénestre le long de la faille de Presles (Vercors occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, Série D, p. 2245-2248.
- Arnaud H., Debelmas J., Flandrin J., Gidon M. et Kerckhove C. (1976) - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 973-979.
- Arnaud H., Barféty J.C., Gidon M. et Pairis J.L. (1978) - A propos du rhexmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, Série D, p. 1335-1338.
- Arpin R. (1988) - Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 143 pages.
- Aubouin J. (1964) - Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VI, p. 475-501.
- Artru P. (1972) - Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Thèse Doctorat d'Etat, Lyon, 180 pages.
- Autran A., Fontailles M., Goguel J. et Guitard G. (1974) - Sur le mécanisme de la schistosité. *Centenaire Soc. géol. Belg.*, *Géologie des domaines cristallins*, Liège, p. 89-121.
- Ayrton S. (1969) - Déformations des séries autochtone et helvétique au SE du massif du Mont Blanc. *Eclogae géol. Helv.*, vol. 62, p. 95-104.

- Ayrton S. (1980) - La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclogae géol. Helv.*, vol. 73, p. 137-172.
- Ayrton S. (1980) - Massifs cristallins externes : autochtones ou allochtones ? *Eclogae géol. Helv.*, vol. 73, p. 661-662.
- Backewell R. (1823) - Travels comprising observations made during a residence in the Tarentaise and various parts of the Graecian and Pennine Alps in the Switzerland, in the years 1821 and 1822. 2 vol., London.
- Baggio P., Ferrara G. et Malaroda R. (1967) - Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc Tunnel. *Bull. géol. Soc. Ital.*, t. 86, p. 193-212.
- Baltenberger P. (1967) - Structure de la croûte terrestre le long d'un profil Grande Chartreuse - Morvan-Puisaye, d'après les tirs du lac Nègre de septembre 1966. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, Série D, p. 2880-2883.
- Barbier R. (1942) - Les zones subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. XXIII, p. 135-142.
- Barbier R. (1943) - L'âge des schistes de La Bagnaz. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIII, p. 22-23.
- Barbier R. (1943) - Observations géologiques dans la région de Moûtiers (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIII, p. 149-150.
- Barbier R. (1943) - L'âge du Flysch des Aiguilles d'Arves et du Grès d'Annot. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIII, p. 214-216.
- Barbier R. (1944) - Complément à une note récente sur le Flysch des Aiguilles d'Arves. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 24.
- Barbier R. (1944) - Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 38-39.
- Barbier R. (1944) - Découverte du Nummulitique dans la couverture du massif du Grand Châtelard (Rocheray), près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 24-25.
- Barbier R. (1946) - Le Nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVI, p. 97-99.
- Barbier R. (1948) - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 291 pages.
- Barbier R. (1951) - Sur la découverte de *Paltopleuroceras spinatum* Brug. in d'Orb, dans le "synclinal de Naves" près de Moûtiers (Tarentaise). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (6), t. I, p. 235-237.
- Barbier R. (1951) - Sur la découverte de fossiles aux "Pyramides calcaires" (Haut Val d'Aoste) et aux Etroits de Saix (Tarentaise) et sur ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 332, Série D, p. 748-749.
- Barbier R. (1952) - La stratigraphie du Trias de la nappe des Brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (6), t. II, p. 94-97.
- Barbier R. (1954) - Excursion du 12 septembre 1954. In Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 502-505.
- Barbier R. (1956) - L'importance de la tectonique "anténummulitique" dans la zone ultradauphinoise au N du Pelvoux : la chaîne arvinche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 355-370.
- Barbier R. (1956) - Découverte d'un Paléodictyon dans le Dogger ultradauphinois de la région des Aiguilles d'Arves. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. XXXIII, p. 125-133.
- Barbier R. (1958) - Précisions nouvelles dans la coupe du col de la Madeleine (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VIII, p. 337-339.

- Barbier R. (1961) - Les reliefs "Vindeliens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque sur le Lias français. *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 691-694.
- Barbier R. (1963) - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre à la mémoire de P. Fallot, t. II, *Mém. hors série, Soc. géol. Fr.*, p. 321-329.
- Barbier R. (1963) - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 243-246.
- Barbier R. et Trümpy R. (1955) - Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. V, p. 207-216.
- Barbier R. et Michel R. (1958) - Découverte d'une roche volcanique (Andésite) dans la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VIII, p. 709-714.
- Barbier R. et Debelmas J. (1961) - Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 252, Série D, p. 916-918.
- Barbier R. et Debelmas J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux (Alpes occidentales). *Trav. Lab. géol.* Grenoble, t. 42, p. 97-107.
- Barfély J.C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales françaises) Thèse doctorat d'Etat, Grenoble, 2 vol., 340 pages, 24 pl.
- Barfély J.C. et coll. (1984) - Notice explicative de la feuille La Rochette à 1/50 000. B.R.G.M. eds., n° 750, 45 pages.
- Barfély J.C., Gidon M., Haudour S. et Sarrot-Reynaud J. (1970) - Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de La Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *Géologie alpine*, t. 46, p. 5-16.
- Barfély J.C. et Mouterde R. (1978) - Présence d'Hettangien fossilifère dans le Massif du Mont-Joly (Megève, Haute-Savoie). Implications stratigraphiques et conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, Série D, p. 113-116.
- Barfély J.C., Gidon M., Lemoine M. et Mouterde R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, Série D, p. 1207-1210.
- Barfély J.C. et Gidon M. (1980) - Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Venox, Isère). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. I, p. 11-22.
- Barfély J.C. et Pécher A. (1984) - Notice explicative de la feuille Saint Christophe en Oisans à 1/50000. *Carte géol. Fr.*, 1/50 000, B.R.G.M., n° 822, notice 64 pages.
- Bartoli F., Pécher A. et Vialon P. (1974) - Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géologie alpine*, t. 50, p. 17-26.
- Basso A.M. (1987) - Les formations carbonifères de la Provence orientale (Sud-Est de la France). *Géologie alpine*, mém. h.s. n° 13, p. 19-24.
- Bassoulet J.P. et Fourcade E. (1979) - Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 69-71.
- Bathurst R.G.C. (1958) - Precipitation of ooids and other aragonite fabrics in warm sea. In : "Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe", Müller G. and Friedman G.M. (eds), Springer-Verlag, Heidelberg, p. 1-10.
- Bathurst R.G.C. (1964) - The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. In : Imbric et N.D. Newell (eds), Approaches to Paleocology. Wiley, New-York, p. 357-376.

- Bathurst R.G.C. (1966) - Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparite. *Geol. J.*, Liverpool, t. 5, p. 15-22.
- Bathurst R.G.C. (1975) - Carbonate sediments and their diagenesis Developments in sedimentology. t. 12, 2ème éd., Elsevier, Amsterdam, 658 pages.
- Baudemont D. (1987) - Subsidence en régime de transtension, l'exemple des bassins permien provençaux (Var, France). Réunion spécialisée *Soc. géol. Fr.*, décembre 1987, Paris-la Défense, p. 11-12.
- Beach A. (1981) - Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. *Journ. struct. Geol.*, vol. 3, p. 299-308.
- Beach A. (1982) - Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. *Journ. struct. Geol.*, vol. 4, p. 137-150.
- Beauvais L. (1986) - Evolution paléobiogéographique des formations à Scléractiniaires du Bassin téthysien au cours du Mésozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 499-509.
- Bellière (1956) - Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 691-698.
- Bellière J. (1980) - Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et Pétrologie du socle. *Géologie alpine*, t. 56, p. 237-249.
- Bergerat F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de doctorat d'Etat, Paris VI, 315 pages, 15 pl.
- Bergues J., Chayé d'Albinsin M. et Geyssant J. (1978) - Les contraintes tectoniques dans des roches carbonatées des zones internes de la chaîne alpine. *Mém. B.R.G.M.*, n° 91, p. 137-147.
- Bertagnini A. et Francexhelli M. (1982) - The b_0 spacing of muscovite and assemblage in slates from Mt. Argentario (southern Tuscany). *Neues Jahrbuch Miner. Mh.*, H. 11, p. 495-505.
- Bertrand M. (1896) - La Tarentaise au Nord de l'Isère. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, p. 145-150.
- Bickle M.J. et Powell R. (1977) - Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. The Glockner area of the Tauern window, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, t. 59, p. 281-289.
- Bird G.W. et Fawcett J.J. (1973) - Stability relations of Mg-chlorite-muscovite and quartz between 5 and 10 Kb water pressure. *J. Petrol.*, t. 14, p. 415-428.
- Blainville D. de (1827) - Mémoire sur les Bélemnites considérées zoologiquement et géologiquement. 1 vol. Paris, Strasbourg.
- Bonijoly D. et Castaing C. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, vol. spéc., p. 187-199.
- Bocquet J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse de doctorat d'Etat, Grenoble, 490 pages.
- Bordet C. (1952) - Observations sur la tectonique du cristallin dans les massifs de l'Aiguille de Roselette, de la Tête de la Cicle et de l'Aiguille de la Pénaz, au S.E. du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 234, Série D, p. 450-452.
- Bordet C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 218 pages, 16 pl.
- Bordet C. et Crosnier-Leconte J. (1952) - Précisions sur le synclinal triasique fermé entre le massif du Grand-Arc et le massif du Mont Bellachat (Savoie). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 2, p. 159-161.
- Bordet P. (1961) - Particularités géologiques du "synclinal médian" dans le Sud du massif des Grandes-Rousses. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (7), t. III, p. 44-45.

- Bordet P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géologie alpine*, t. 39, p. 173-198.
- Bordet P. (1970) - Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne). *Géologie alpine*, t. 46, p. 43-47.
- Borson S. (1829) - Notice sur quelques fossiles de la Tarentaise. *Mém. R. Ac. Sci. Torino*, (1), t. XXXIII, p. 174-182, 1 pl.
- Boudon J., Gamard J.F., Gratier J.P., Robert J.P., Depardon J.P., Gay M., Ruhland M. et Vialon P. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation des structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression globale N-S ? *Eclogae geol. Helv.*, t. 69, p. 509-519.
- Boussac J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 662 pages.
- Bowman J.R. et Essene E.J. (1982) - P-T-X (CO₂) conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana. *Am. J. Sci.*, t. 282, p. 311-340.
- Boyer S. et Elliott D. (1982) - Thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. géol.*, t. 66, p. 1196-1230.
- Bravard C. (1982) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. *Géologie alpine*, t. 58, p. 5-13.
- Bravard C. (1983) - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves. *Géologie alpine*, t. 59, p. 33-43.
- Bravard C. et Gidon M. (1979) - La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géologie alpine*, t. 55, p. 23-33.
- Bravard C., Kerckhove C. et Barbier R. (1981) - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, Série II, p. 531-534.
- Brocant de Villiers (1808) - Observations géologiques sur des terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes. *J. Mines*, t. XXIII, n° 137.
- Broner G. et Demathieu G. (1977) - Premières traces de reptiles archosauriens dans le Trias autochtone des Aiguilles Rouges (Col des Corbeaux, Viel Emosson, Valais, Suisse). Conséquences paléogéographiques et chronostratigraphiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 255, Série D, p. 649-652.
- Brückner W. (1941) - Über die Entstehung der Rauhawacken und Zellendolomite. *Eclogae geol. Helv.*, t. XXXIV.
- Brun J.P. et Choukroune (1981) - Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, t. 23, p. 177-193.
- Buckland W. (1821) - Notice of a paper laid before the geological Society, on the structure of the Alps and adjoining parts of the continent and their relation to the secondary and transition rocks of England. *Ann. Philosophy*, 2, t. I, p. 450.
- Burri M. (1967) - Prolongation de la zone de Sion dans le haut-Valais. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 60, p. 614-617.
- Burri M. (1969) - La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 62, p. 547-566.
- Caby R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XV, p. 624-633.
- Caby R. et Galli J. (1964) - Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 529, Série D, p. 417-420.

- Cadet J.P. et Basse de Menorval E. (1970) - Mise en évidence d'un "ammonitico rosso" pleinsbachien dans la région de Ljuta (Bosnie, Yougoslavie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 270, Série D, p. 28-31.
- Calvert S.E. (1974) - Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.*, Oxford, n° 1, p. 273-299.
- Carfantan J.C. (1973) - La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre Univ. de Savoie*, t. I, p. 119-124.
- Carfantan J.C. (1975) - Les terrains anté-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes - Savoie). Caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre Univ. de Savoie*, t. II, p. 59-67.
- Carme F. (1970) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôles des décrochements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 271, Série D, p. 2232-2235.
- Carme F. (1971) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne - Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, Série D, p. 1771-1774.
- Carme F. (1977) - Notice de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains à 1/50 000. *B.R.G.M.*, n° 703, 38 pages.
- Carpena J. (1984) - Contribution à la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique métamorphisme. Thèse d'Etat, Paris-Sud, 235 pages.
- Cayeux L. (1929) - Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, Paris, Imprimerie Nationale, 774 pages.
- Cayeux L. (1935) - Les roches sédimentaires de France, Roches carbonatées. *Masson Edit.*, Paris, 463 pages.
- Chaplet M. (1988) - Structures subalpines au Nord-Est du massif des Bornes et dans la vallée de l'Arves entre Cluses et Sallanches (Haute-Savoie, France). 12ème R.S.T., Lille, *Soc. géol. Fr.*, éd., p. 31.
- Chaplet M. et Tardy M. (1987) - Le front de l'unité des Aravis entre Thônes et Cluses. Massif des Bornes (Haute-Savoie). 5ème réunion du groupe tectonique suisse, Fribourg, 4-5 décembre 1987, p. 13.
- Chatterjee N.C. (1970) - Synthesis and upper stability of paragonite. *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 27, p. 244-257.
- Chatterjee N.C. (1973) - Low-temperature compatibility relations of the assemblage Paragonite + Quartz and its natural occurrences. *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 42, p. 259-271.
- Chatterjee N.C. (1974) - Stabilitätsbeziehungen des Margarits, Ca Al₂ (Al₂ Si₂ O₁₀) (OH)₂. *Fortschr. Mineral.*, vol. 51, p. 6-8.
- Chayé d'Albissin M. (1963) - Les traces de la déformation dans les roches calcaires. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. V, fasc. suppl., 174 pages, 1 pl. hors-texte.
- Chayé d'Albissin M., Geyssant J. et Létolle R. (1975) - Essai d'application des isotopes stables de l'oxygène et du carbone à l'analyse de l'évolution géochimique des séries carbonatées des Alpes occidentales. 3ème Réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, avril 1975, p. 99.
- Chayé d'Albissin M. et Tourenq C. (1976) - L'analyse des microstructures : application à la recherche des conditions de déformation des roches et à la prévision de leurs propriétés mécaniques. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, vol. XVIII, p. 93-126.
- Chayé d'Albissin M. et Geyssant J. (1976) - Exemples de variation de la microstructure de roches carbonatées des Alpes orientales centrales en fonction de leur position structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1405-1416.
- Cipriani C., Sassi F.P. et Viterbo-Bassini C. (1968) - La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorphico. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, t. 24, p. 153-187.

- Collart J. (1973) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arèches (au Nord de Moûtiers), Savoie. Thèse de 3ème cycle, Univ. de Grenoble, 99 pages.
- Colloque (1980), R. Trümpy, coord. Switzerland : An Outline of the Geology of Switzerland. *Schweizerische Geologische Kommission Wepf and Co. Puublinshers*, Basel New-York, 334 pages.
- Colloque (1980), A. Autran et J. Dercourt, coord. Géologie de la France. Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, 26e C.G.I.C., 355 pages.
- Comby O. (1975) - Diagenèse et compaction mésogénétiques des roches carbonatées. Application au complexe récifal de Clarke Lake, Colombie Britannique, Canada. Thèse Doct. d'Ingénieur, Paris VI, 345 pages.
- Corbin P. et Oulianoff N. (1925) - Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXV, p. 541-554.
- Cosgrove J.W. (1976) - The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. London*, t. 132, p. 155-178.
- Courel L. (1973) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure nord et est du massif central français. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., t. LII, n° 118, 152 pages, VIII pl.
- Craig H. (1953) - The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 3, p. 53-92.
- Dahlstrom C.D.A. (1969) - Balanced cross section. *Can. J. Earth Sci.*, t. 6, p. 743-757.
- Dausse (1837) - Sur la forme et la constitution de la chaîne des Rousses en Oisans. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. II, fasc. 2, p. 6.
- Dardeau G. (1984) - Les mouvements de distention jurassique sur la marge européenne de la Téthys, d'après les éléments recueillis dans les Alpes Maritimes (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, Série II p. 203-206.
- Dasarathi N. (1965) - Etude géologique de la bordure occidentales du Vercors. Thèse 3ème cycle, Grenoble 110 pages.
- Day H.W. (1973) - The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am. Min.*, vol. 58, p. 255-262.
- Dazy J. et Grillot J.C. (1981-1982) - Le thermominéralisme péri-alpin : exemple de la région savoyarde (France). *Rev. géol. dyn. géogr. phy.*, t. XXIII, p. 319-328.
- Debelmas J. (1972) - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpino- apenninique. *Rev. géol. phys. géol. dyn.* vol. 14, p. 229-244.
- Debelmas J. et coll. (1980) - Carte géologique 1/50 000 : Orcières, éd. B.R.G.M., notice, 28 pages.
- Debelmas J. et Potié (1960) - Sur l'âge du "Malm" Briançonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 250, Série D., p. 3862-3864.
- Debelmas J. et Lemoine M. (1961) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais *sensu-stricto*. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, p. 232-242.
- Debelmas J. et Lemoine M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'information scientifique, Paris, n° 1, p. 1-33.
- Debelmas J. et Lemoine M. (1970) - The western alps : Paleogeography and structure. *Earth Sci. Rev.*, 6, p. 221-256.
- Debelmas J., Gidon M. et Kerckhove Cl. (1980) - Idées actuelles sur les cargneules alpines ; "Livre jubilaire Jacques Flandrin". *Doc. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, H.S. 4, p. 195-201.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S. et Lienhardt M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 125, 2 t., 615 pages, 65 pl.

- Deconinck F. et Chamley H. (1983) - Héritage et diagenèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, Série II, p. 589-594.
- Deconinck J.F. et Charollais F. (1986) - Minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine ultrahelvétique (Unité de Nantbellet, klippe de Sulens : Haute-Savoie) : diagenèse et paléoenvironnement. *Géologie alpine*, t. 62, p. 11-30.
- Deharveng L., Perriaux J. et Ravenne C. (1987) - Sédimentologie du flysch des Aiguilles d'Arves (Alpes françaises). *Géologie alpine*, Mem. h.s., n° 13, p. 329-341.
- Delance J.H. (1974) - Zeilleridés du Lias d'Europe occidentale (Brachiopodes) : Systématique des populations, Phylogénie, Biostratigraphie. *Mém. géol. Univ. Dijon*, Doin éd., n° 2, 408 pages, 7 pl.
- Demathieu G. et Weidmann M. (1982) - Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). *Eclogae géol. Helv.*, t. 75, p. 721-757.
- Demeulemeester P., Roques H., Giraud P., Vivier G. et Bonhomme M. (1986) - Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Géologie alpine*, t. 62, p. 31-44.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sborschikov I.M., Sibuet J.C., Savostin A., Westphal M. et Lauer J.P. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. I, p. 637-652.
- Deville E (1987) - Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). *Trav. Dép. Sci. Terre*, Univ. Savoie, n° 8, 296 pages.
- Dickson J.A.D. (1965) - A modified staining technique for carbonates thin section. *Nature*, February 6, p. 587.
- Dickson J.A.D. (1966) - Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 36, p. 491-505.
- Dondey D. (1961) - Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. III, p. 33-39.
- Dontsova YE.I., Salme M.Y., Gavrilova L.M. et Ioffe L.I. (1975) - Oxygene-isotope fracturation in the high-temperature carbonates of metamorphic complexes. *Trans. from Geolchimiya*, n° 8, p. 1223-1241.
- Doudoux B. (1973) - Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Ann. Centre Univ. Savoie*, t. 1, p. 125-139.
- Doudoux B., Mercier de Lépinay B. et Tardy M. (1982) - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, Série II, p. 63-68.
- Dumont T., Grand T. et Mascle G. (1987) - Etapes initiales du rifting de la téthys ligure sur les massifs cristallins dauphinois : points de comparaison avec l'évolution précoce du rift de Suez. Réunion spécialisée *Soc. géol. Fr.*, décembre 1987, Paris-La Défense, p. 33-34.
- Dunoyer de Segonzac G. (1969) - Les minéraux argileux de la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 29, 317 pages.
- Dunoyer de Segonzac G. et Kübler B. (1966) - La cristallinité de l'illite. Mesures faites au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Strasbourg et au Centre de Recherche SNPA de Pau sur les forages B.R.P. *Bull. Techn. des Soc. du Groupe E.R.A.P.*, vol. 27, p. 16-41.
- Dunoyer de Segonzac G. et Heddebaut C. (1971) - Paléozoïque anchimétamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, alleverdite et paragonite dans les Pyrénées Basques. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 24, p. 277-290.

- Dunoyer de Segonzac G. et Hickel D. (1972) - Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. *Sci. Géol. Bull.*, t. 25, p. 201-229.
- Ehrstrom C.E. (1972) - Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la Chaîne de Belledonne. Thèse d'Etat, Grenoble, 182 pages.
- Elie de Beaumont (1828) - Sur un gisement de végétaux fossiles et de Bélemnites, situé à Petit-Coeur, près de Moûtiers en Tarentaise. *Ann. Sc. Nat.*, t. XVI, p. 113.
- Ellenberger F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 50, 561 pages.
- Elliott D. (1983) - The construction of balanced cross sections. *J. Struct. Geol.*, t. 5, p. 101.
- Eltchaninoff C. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc et de son enveloppe. Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 115 pages.
- Eltchaninoff C. et Triboulet S. (1980). Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 64 pages.
- Eltchaninoff - Lancelot C., Triboulet S., Doudoux B., Fudral S., Rampnoux J.P. et Tardy M. (1982). Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes Occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 24, p. 817-830.
- Elter P. (1952). Observations géologiques dans le Val Veni (Versant italien du Mont Blanc). *Arch. Sci. Genève*, vol. 4, p. 427-429.
- Elter P. (1954) - Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St Bernard). Thèse n° 1200, Genève, 39 pages.
- Elter G. et P. (1957) - Sull'esistenza, neidintorni del Piccolo San Bernardo, di un elemento tethonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. *Att. Accad. nazion. dei Lincei*, (8), vol. XXII, p. 181-187.
- Elter G. et P. (1965) - Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). *Publ. Centre Etude géol. petr. Alpes*, t. XXXV, 53 pages.
- Epstein S. (1959) - The variations of the $^{18}O/^{16}O$ ratio in nature and some implications, in Abelson P.H. ed. *Researches in Geochemistry* : New-York, Wiley, p. 217-240.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H. et Urey H.C. (1953) - Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 64, p. 1315-1325.
- Esquevin J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, vol. 3, p. 147-153.
- Eugster H.P., Albee A.L., Bence A.E., Thompson J.R.-J.B. et Waldbaum D.R. (1972) - The two-Phase Region and Excess Mining Properties of Paragonite-Muscovite Crystalline Solutions. *Journal of Petrology*, vol. 13, p. 147-179.
- Eugster H.P. et Yoder H.S. (1954-1955) - The join muscovite-paragonite. *Carnegie Inst. Wash. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.*
- Evamy B.D. (1969) - The precipitational environment and correlation of some calcite cements deduced from artificial staining. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 39, p. 787-821.
- Evans B.W. (1965) - Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. Jour. Sci.*, vol. 263, p. 647-667.
- Fabre D. (1976) - Quelques observations sur la fissuration et la fragilité des argiles et des roches. Essai d'application à l'analyse des fissures du massif rocheux. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 224 pages.
- Fabre J. (1955) - Volcanisme dans le Permo-Carbonifère de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 241, série D, p. 795-798.
- Fabre J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B.R.G.M.*, n° 2, 308 pages.

- Fabre J. et Feys R. (1966) - Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leurs rapports avec le "Verrucano" de Briançon et les "Permien" de Maurienne et de Tarentaise. *Atti del symposium sul verrucano, Pisa, 1965, Soc. Toscana Sci. nat.*, p. 143-169.
- Fabre P., Médus J. et Pairis J.L. (1986) - Caractérisation de l'Eocène et de l'Oligocène marins dans les chaînes subalpines méridionales à l'Ouest de Gap (Hautes-Alpes, France). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 79, p. 719-730.
- Favre A. (1859) - Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie. *Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, t. XV, p. 103-192.
- Ferry S., Cotillon P. et Rio M. (1983) - Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, série II, p. 51-56.
- Feys R. et Greber C. (1950) - Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XX, p. 231-237.
- Flehming W. et Langheinrich G. (1974) - Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität. *Neus Jb. Geol. Palaont. Abh.*, t. 146, p. 325-346.
- Fogelgesang J.F. (1975) - Sur les Alpes calcaires méridionales : géologie du Monte Baldo septentrional (prov. de Trente - Italie) et aspects géochimiques de la sédimentologie pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 178 pages.
- Folk R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Tulsa, (Okla.), t. 43, (1), p. 1-38.
- Folk R.L. (1965) - Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. In : L.C. Pray and R.C. Murrays (eds), "Dolomitization and Limestone Diagenesis : a symposium". *Soc. ZEcon. Paleont. Mineral.*, Spec. Publ., n° 13, p. 14-48.
- Fourniguet J. (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels, verticaux, dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 266-268.
- Frank J.R., Carpenter A.B. et Oglesby T.W. (1982) - Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (upper Cambrian), southeast Missouri. *Jour. Sed. Pet.*, vol. 52, n° 2, p. 631-638.
- Frechet J. (1978) - Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 150 pages.
- Fricker P.E. (1960) - Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). *Eclogae géol. Helv.*, vol. 53, p. 33-132.
- Friedman G.M. (1959) - Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journ. Sed. Petrol.*, Vol. 29, p. 87-97.
- Fröhlich F. (1981) - Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan Indien au Cénozoïque. *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, N. Série, C, Géologie, t. XLVI, 206 pages.
- Fudral S. (1973) - Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le vallon du torrent du Cormet d'Arèches et le hameau des Chapieux (Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, Inédit, 129 pages.
- Fudral S. (1980) - Une nouvelle interprétation de l'Unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au nord-ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 1333-1336.
- Fudral S. et Nicoud G. (1985) - Le substrat géologique du canton d'Aime. In: l'aménagement de la haute montagne et ses conséquences sur l'environnement. Le canton d'Aime (Savoie). Recherche en milieu rural - CNRS-PIREN. Univ. Savoie Ed., 14 pages, 4 pl..

- Gand G. (1973) - Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne - de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte, Savoie. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 189 pages.
- Gelard J.P. (1984) - Réflexions sur la mise en place des bassins houillers du Nord du Massif Central et sur la structure de leur remplissage. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, vol. spec. p. 201-208.
- Gély J.P. (1985) - Etude diagénétique des carbonates barrémiens du site 463, leg 62 du D.S.D.P. (Monts du Pacifique Central). D.E.A., Laboratoire de Stratigraphie, Paris VI, inédit, 52 pages, 4 pl. h.t..
- Gély J.P. (1986) - Etude géologique de la rive droite de l'Isère à l'Etriot du Siaix (Communes de Pomblière et de Centron, Savoie). C.E.T.U. Lyon-Bron, rapport inédit, 25 pages, 1 carte.
- Gély J.P. et Loreau J.P. (1986) - La diagenèse calcaire et ses modalités par comparaisons pétrographiques des oolithes et de leur matrice micritique dans des carbonates résédimentés du Barrémien du Pacifique (D.S.D.P. site 463). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, série II, p. 721-726.
- Gély J.P., Létolle R., Loreau J.P. et Rampnoux J.P. (1987) - Utilisation des données isotopiques pour caractériser les épisodes détritiques du Jurassique et du Tertiaire : application à l'unité du Niéland (Savoie). A.G.S.E., colloque 1987, Chambéry, p. 45.
- Gély J.P. et Fudral S. (1988) - Conséquences de la structuration et de l'érosion antéflysch sur la tectonique tangentielle alpine dans la zone des Brèches de Tarentaise (Savoie, France). R.A.S.T., colloque Lille, Avril 1988.
- Gidon M. (1964) - La tectogenèse alpine dans le massif de la Grande Chartreuse (Isère et Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, Série D, p. 3518-3519.
- Gidon M. (1979) - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, Série D, p. 803-806.
- Gidon M., Pairis J.L. et Aprahamian J. (1976) - Le linéament d'Aspres les Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution des Alpes occidentales externes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, Série D, p. 271-274.
- Gidon M. et Aprahamian J. (1980) - Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zone dauphinoise au sud-est de Grenoble). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. I, p. 23-33.
- Gignoux M. (1913) - Sur la question des Brèches de Tarentaise. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XIII, p. 209-210.
- Gignoux M. (1913) - Feuille de Lyon au 320 000ème. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXII, fasc. 2, p. 331.
- Gignoux M. (1914) - Feuille de Lyon au 320 000ème. Question des Brèches de Tarentaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 23, p. 107-109, n° 136.
- Gignoux M. (1930) - La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. In livre jubilaire 1830-1930, *Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 329-360, 1 pl.
- Gignoux M. (1936) - Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 425-438.
- Gignoux M. (1936) - Le prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 247-249.
- Gignoux M. et Moret L. (1931) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. Géol., Grenoble*, t. XV, fasc. 3.
- Gignoux M. et Moret L. (1934) - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Ann. Géogr.*, Paris, n° 224, p. 337-363.
- Gignoux M. et Moret L. (1936) - Sur la stratigraphie de la "zone du pas du Roc", près Saint-Michel de Maurienne, et l'âge de la Brèche de Tarentaise. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 278-280.

- Gignoux M. et Moret L. (1938) - Description géologique du bassin supérieur de la Durance (en coll. avec Lory P. et Schneegans D.). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 21.
- Gignoux M. et Moret L. (1939) - Essai de raccord entre les unités du front pennique de la chaîne alpine en France et en Suisse ; à propos d'une note récente de R. Staub. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. IX, p. 183-185.
- Giot D., Farjanel G., Gonzalez G., Barféty J.C. et Aprahamian J. (1987) - Evolution thermique enregistrée par des sédiments voisinant les massifs cristallins externes (Alpes, Savoie-Isère, France). Conséquences paléogéographiques et structurales. Colloque "Le détritisme dans le Sud-Est de la France". A.G.S.E., 10 et 11 décembre 1987, p. 20-20 bis.
- Godefroy P. (1980-1981) - Apport des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique de la France. *Bull. B.R.G.M.*, sect. N, n° 2, p. 119-128.
- Goguel J. (1956) - Observations sur le houiller de la vallée de l'Arly. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 250, fasc. B, p. 431-433.
- Goguel J. (1959) - Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. I, p. 571-573.
- Goguel J. (1965) - Traité de tectonique (2ème éd.). Masson éd., Paris, 458 pages.
- Goldsmith J.R. et Newton R.C. (1969) - P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, t. 267 A, p. 160-190.
- Gourlay P. (1984) - La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse 3ème cycle, Paris VI, 131 pages, 4 pl..
- Gourlay P. (1986) - La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, p. 159-169.
- Gourlay P. et Ricou L.E. (1983) - Le jeu décrochant dextre tardif de la structure de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, Série II, p. 927-932.
- Graciansky de P.C., Bourbon M., Charpal de O., Chenet P.Y. et Lemoine M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge iférique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes Occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, p. 663-674.
- Grandjacquet Cl. et Haccard D. (1973) - Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cagneules et de gypses" des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, Série D, p. 2369-2372.
- Grandjacquet Cl. et Haccard D. (1975) - Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cagneules associées à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ce faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 17, p. 242-259.
- Grandjean F. (1909) - Le feldspath néogène des terrains sédimentaires non métamorphiques. *Bull. Soc. Fr. Min.*, t. 32, p. 103-133, t. 33, p. 92-97 (deuxième note 1910).
- Gras S. (1894) - Mémoire sur le terrain anthraxifère dans les Alpes de la France et de la Savoie. *Ann. Mines*, t. V, 473 pages.
- Grasmück K. (1961) - Die hevetischen Sedimente am Nordstrand des Mont Blanc massivs, zwischen Sembrancher und dem Col Ferret. *Eclogae géol. Helv.*, vol. 54, p. 351-450.
- Gratier J.P. (1976) - Déformations et changement de volume dans un marbre à stylolithes de la région de Rabat (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1461-1469.
- Gratier J.P. (1979) - Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, p. 95-104.

- Gratier J.P., Lejeune B. et Vergne J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 289 pages.
- Gray R. (1979) - Microstructure of crenulation cleavages : an indicator of cleavage origin. *Am. Jour. Sc.*, vol. 279, p. 97-128.
- Greber C. (1965) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. B.R.G.M.*, n° 21, 380 pages.
- Greenwood H.J. (1976) - Metamorphism at moderate temperatures and pressures. In: Bailey D.K. and Macdonald R. (eds.) *The Evolution of the Crystalline Rocks*, Acad. Press ; New-York, p. 187-259.
- Gregg et Sibley (1984) - Epigenetic dolomitisation and the origin of xenotopic dolomite texture. *Jour. Sed. Pet.*, vol. 54, p. 908-931.
- Griggs D. et Mandin J. (1960) - Observations on Fracture and a Hypothesis of Earthquakes. *Geol. Soc. Am. Mem.*, t. 79, p. 347-364.
- Grillot J.C. et Dazy J. (1983) - Photo-interprétation, tectonique cassante et thermalisme : exemple du domaine alpin (France). *Géologie alpine*, t. 59, p. 45-60.
- Gros Y. (1974) - Etude pétrologique et structurale du Beaufortin. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 123 pages.
- Gross M.G. (1964) - Variations in the O^{18}/O^{16} ratios of diagenetically altered limestones in the Bernuda Islands. *Jour. Geol.*, vol. 72, p. 170-194.
- Gubler Y. et Schneegans D. (1936) - Constitution géologique de la Montagne du Niélard à l'W de Saint Jear de Belleville (Tarentaise). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 153-155.
- Guidotti C.V. (1966) - Variations of the basal spacings of muscovite in sillimanite-bearing pelitic schists of north-western Maine. *Amer. Min.*, t. 51, p. 1778-1786.
- Guidotti C.V. (1984) - Micas in metamorphic rocks. In : Micas, S.W. Bailey Ed., vol. 13, p. 357-467. Reviews in Mineralogy, P.H. Ribbe Series ed. *Am. Soc. Petr. Bull.*.
- Guidotti C.V. et Crawford K.E. (1967) - Determination of Na/Na+K in muscovite by X-Ray diffraction and its use in the study of pelitic schists in northwest Maine. *Geol. Soc. Amer. Bull. Spec. Pap.*, vol. 155, p. 86.
- Guidotti C.V. et Sassi F.P. (1976) - Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, t. 127, fasc. 2, p. 97-142.
- Guidotti C.V. et Sassi F.P. (1986) - Classification and Correlation of Metamorphic Facies Series by Means of Muscovite b_0 data from Low-Grade Metapelites. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, t. 153, fasc. 3, p. 363-380. Stuttgart.
- Guillaume L. (1927) - Révision des Posidonomyes jurassiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVII, p. 217-234.
- Guillemot J., Guy M. et Lobjoit M. (1973) - Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, Série D, p. 481-484.
- Guillot P.L. et Cluzel D. (1968) - A propos de la schistosité (varisque et/ou alpine) dans le socle du domaine subalpin : l'exemple du massif du Grand Châtelard (Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, Série II, p. 407-412.
- Haug E. (1891) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne ; contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull. Serv. Carte géol.*, Fr., t. III, p. 1-197.
- Haug E. (1925) - Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, p. 97-244.
- Harder H. (1956) - Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskoviten. *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 5, p. 227-271.

- Henry J.P. et Paquet J. (1976) - Mécanique de la rupture de roches calcitiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1573-1582.
- Héricart de Thury (1803) - Mémoire sur l'anthracite. *J. Mines*, t. XIV, n° 81.
- Hirschberg A. et Winkler H.G.F. (1968) - Stabilitätsbeziehungen zwischen chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Miner. Petrol. Petrol.*, vol. 18, p. 17-42.
- Hobbs B.E. (1968) - Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, t. 6, p. 353-401.
- Hofer E. (1978) - On the "late" formation of paragonite and its breakdown in pelitic rocks of the southern orogen (Namibia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, t. 67, p. 209-219.
- Holland M.D., Borcsik M., Munoz J. et Oxburgh U.M. (1963) - The coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite and of Ca^{2+} with strontianite between 90° and 100° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 27, p. 957-977.
- Homervood P.W. (1974) - Le flysch du Meilleret (préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 67, p. 349-401.
- Homervood P.W., Ackermann T., Antoine P. et Barbier R. (1984) - Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, Série II, p. 1055-1059.
- Hossack J.R. (1979) - The use of balanced cross section in the calculation of orogenic contraction : a review. *J. Geol. Soc. London*, t. 136, p. 705-711.
- Ivaldi J.P. (1986) - Le Paléogène détritique marin du pays des Arves (Savoie) : analyse par thermovulinescence et paléogéographie. *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 343-356.
- Kastner M. (1971) - Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Am. Min.*, t. 56, p. 1403-1442.
- Kastner M., Keene J.B. et Gieskes J.M. (1977) - Diagenesis of siliceous oozes. I Chemical controls on the rate of opal A opal CT transformation. An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Oxford, vol. 41, p. 1041-1059.
- Kerckhove Cl. (1969) - La "zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais -Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, t. 45, 191 pages.
- Kerckhove Cl. et Pairis J.L. (1986) - Dynamique des dépôts du Nummulitique marin dans les zones alpines internes : l'exemple du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément (nappes de l'Embrunais-Ubaye, Haut-Embrunais, Alpes occidentales françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, p. 1227-1232.
- Kilian W. (1890) - Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moûtiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CXII, Série D, p. 63-66.
- Kilian W. (1891) - Sur la constitution du massif de Varbuche. *Bull. Soc. Hist. nat. Savoie*, t. 4, Série I, p. 114.
- Kilian W. (1891) - Note sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. XIX, p. 571-661.
- Kilian W. et Révil J. (1893) - Sur la découverte de dépôts nummulitiques en Tarentaise. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (3), t. XXI, p. LXXXVI.
- Kilian W. et Révil J. (1893) - Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moûtiers). *Bull. Soc. Hist. nat. Savoie*, (1), t. VII, p. 28-40.
- Kilian W. et Révil J. (1904) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). *Mém. Carte géol. Fr.*, t. I, 632 pages.
- Kilian W. et Révil J. (1906) - Sur un faciès intéressant du Lias intraalpin, les marbres et brèches (conglomérats) de Villette en Tarentaise (contribution à l'étude du Lias dans les Alpes françaises). *Assoc. franç. Avanc. Sci.*, Congrès de Lyon, t. XXXV, p. 300-304.
- Kilian W. et Révil J. (1908) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). *Mém. Carte géol. Fr.*, t. II, fasc. 1, 373 pages.
- Kilian W. et Révil J. (1912) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises). *Mém. Carte géol. Fr.*, fasc. 2, 280 pages.

- Kilian W. et Révil J. (1916) - Sur les Brèches (conglomérats) de Tarentaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 163, Série D, p. 552-555.
- Kilian W. et Révil J. (1916) - Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 163, Série D, p. 685-688.
- Kinsman D.J.J. (1969) - Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. *J. Sediment. Petrol.*, t. 39, p. 486-508.
- Kinsman D.J.J. et Holland H.D. (1969) - The co-precipitation of cations with CaCO_3 . The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 33, p. 1-17.
- Kisch H.J. (1980) - Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden : illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, p. 271-288.
- Krumbein W.C. (1942) - Physical and chemical changes in sediments after deposition. *J. sed. petrol.*, vol. 12, p. 111-117.
- Krummenacher D. et Evernden J.F. (1960) - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode de Potassium-Argon. *Schweiz. min. petr. Mitt.*, t. 40, p. 267-277.
- Kübler B. (1967) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Coll. sur les étapes tectoniques, Baconnière, Neuchâtel, Suisse, p. 105-122.
- Kübler B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, vol. 2, fasc. 2, p. 385-397.
- Kübler B., Martini J. et Vuagnat M. (1974) - Very low grade metamorphism in the western Alps. *Schweiz. min. petr. Mitt.*, vol. 54, p. 461-468.
- Labrousse Y.H., Baltenberger P., Perrier G. et Recq M. (1968) - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 266, Série D, p. 663-665.
- Lagarde J.L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse 3ème cycle, Inédit, 164 pages.
- Lancelot J.C. (1979) - Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise, dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. Thèse 3ème cycle, Paris VII, 137 pages.
- Lancelot Y. (1973) - Cherts and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In Winterer E.L., Ewing J.I. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, t. XVII, Washington (U.S. govt. Printing Office), p. 377-405.
- Landry P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie). Thèse de doct. de spécialité, Grenoble, 140 pages.
- Landry P. (1978) - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc. *Géologie Alpine*, t. 54, p. 83-112.
- Lassère J.L. et Laverne C. (1976) - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse 3ème cycle, Grenoble, Inédite, 251 pages.
- Laurent R. (1964) - Contribution à l'étude du Carbonifère de la montagne de Pormenaz (Aiguilles Rouges, Haute-Savoie). *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, p. 133-143.
- Lebouché-Bernet-Rolande M.C. (1972) - Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France. Thèse de doctorat d'Etat, Orsay, pages.
- Leclaire L. (1972) - La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Baléares (Précontinent Algérien). *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, série C, Sciences de la Terre, t. 24, 391 pages.

- Lefavrais-Raymond A. et Horon O. (1961) - Bassin de Paris. In : colloque sur le Lias français. C.R. Cong. Soc. Sav. Paris Dep.-Chambéry 1960- Sect. Sc. -s. sect. Géol. *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, Rapport I, p. 3-56.
- Leikine M., Kienast J.R., Eltchaninoff-Lancelot C. et Triboulet S. (1983) - Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont-Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, p. 575-587.
- Leine L. (1968) - Rauchwackes in the Betic Cordilleras, Spain. Thèse, Amsterdam, 112 pages.
- Lemoine M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. I, p. 126-137.
- Lemoine M., Gidon M. et Barféty J.C. (1981) - Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basacés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, Série II, p. 917-920.
- Leutwein F., Poty B., Sonnet J. et Zimmermann J.L. (1970) - Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 271, Série D, p. 156-158.
- Levallois J.J. (1972) - Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins. *Bull. Geod. assoc. int. geod.*, n. sér., n° 105, p. 299-312.
- Liboris G. et Mottana A. (1970) - Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli scisti di Edolo lungo direttrici metamorfiche. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, t. 26, p. 179-204.
- Lombard A. (1958) - Sédimentologie du flysch. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 51, p. 1022-1026.
- Lombard A. (1967) - Paléosédimentation de bassins du type miogéosynclinal helvétique-dauphinois. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, t. IX, p. 199-218.
- Loreau J.P. (1972) - Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage. Introduction à une classification des micrites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 274, p. 810-813.
- Loreau J.P. (1978) - Initial calcitic mineralogy and diagenesis of marine jurassic ooids and associated desiments. In: Tenth int. Congr. on Sedimentology, Jerusalem, G.M. Friedman (Ed.), 1, p. 394-395.
- Loreau J.P. (1979) - Nature calcitique initiale et diagenèse des oolites jurassiques du Bassin de Paris. In : Symposium Sédimentation Jurassique W. Européen. Paris, A.S.F. Publ. spéc., 1, p. 417-429.
- Loreau P. (1982) - Sédiments arogonitiques et leur genèse. *Mém. Mus. nat. Hist. natur.*, Paris, N.S. C., Géologie, XLVII, 312 pages.
- Lory Ch. (1859) - Note sur les grès de la Maurienne et du Briançonnais. *Bulml. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, p. 21-30.
- Lory Ch. (1859) - Note sur une carte géologique du Dauphiné et sur quelques points de la géologie de cette province. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XVI, p. 817.
- Lory Ch. (1860) - Nouveaux documents sur les grès de la Maurienne et des Hautes-Alpes (Lettre à M. Hébert). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVII, p. 177-187.
- Lory Ch. (1886) - Sur la présence de cristaux microscopiques de minéraux du groupe des feldspaths dans certains calcaires jurassiques des Alpes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 103, p. 309-311.
- Lory Ch. (1887) - Sur les variations du Trias dans les Alpes de Savoie et plus spécialement dans le massif de la Vanoise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3ème série, t. XV, p. 40-48.
- Lory Ch. et Vallet P. (1866) - Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise et essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont Blanc et le Mont Viso. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XXIII, p. 480-497.
- Loubat H. (1965) - Sur la présence de laves en coussins dans les ophiolites du Versoyen (Savoie). *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, p. 131-133.

- Loubat H. et Antoine P. (1965) - Sur l'extension des laves en coussins dans la région du Petit Saint-Bernard (frontière franco-italienne). *Arch. Sc. Genève*, vol. 18, p. 689-692.
- Lu Chia Yu (1985) - Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Thèse 3ème cycle, Chambéry, 146 pages.
- Lugeon M. (1918) - Sur les inclusions du substratum cristallin du Trias des massifs hercyniens. *Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, séance du 5 décembre 1917.
- Mailhé P. (1972a) - Aménagement de la coche, galerie du Gollet (Chantier Pegaz et Pugeat). Note géologique. Rapport interne E.D.F.
- Mailhé P. (1972b) - Aménagement de la coche. Tête aval de la galerie Gollet-Coche (Chantier Forgal). Note géologique. Rapport interne E.D.F.
- Martinez-Reyes J. (1980) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère. Région du Mont Niélard et du Cheval Noir, Savoie. Le problème des unités à Flysch. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 146 pages.
- Martinez-Reyes J., Fudral S., Rampnoux J.P. et Tardy M. (1979) - Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, Série D, p. 203-206.
- Martini J. (1972) - Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Bull. Suisse Minér. Pétrol.*, vol. 52, p. 257-275.
- Masclé G., Arnaud H., Dardeau G., Debelmas J., Dubois P., Gidon M., Graciansky de P.C., Kerckhove C. et Lemoine M. (1986) - Haloanèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Série II, t. 302, p. 963-968.
- Masson H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 65, p. 27-41.
- Mauray P. et Ricou L.E. (1983) - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite Interne-Externe dans les Alpes franco-italiennes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, t. XXIV, p. 3-32.
- Mc Crea J.M. (1950) - The isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, vol. 18, p. 849-857.
- Medlin W.L. (1963) - Emission centers in thermoluminescent calcite, dolomite, magnesite, aragonite and anhydrite. *J. optic. Soc. Amer.*, t. 53, fasc. 11, p. 1276-1285.
- Mégard-Galli J. et Baud A. (1977) - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), sect. IV, n° 3, p. 233-250.
- Ménard G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, Inédit, 178 pages.
- Ménard G. (1980) - Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 299-302.
- Ménard G. (1988) - Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales. Thèse de doctorat d'Etat, Grenoble, 300 pages.
- Ménard G. et Thouvenot F. (1987) - Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geodinamica Acta* (Paris), vol. 1, p. 35-45.
- Mennessier G. (1965) - Sur la présence du Nummulitique dans la région de Roselend (Savoie). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VII, p. 133-134.

- Mercier de Lépinay B. (1981) - Etude géologique de la région des Gets et de Samoens (Haute-Savoie). Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 217 pages.
- Merle O. et Brun J.P. (1984) - The curved translation path of the Paraillon Nappe (French Alps). *Journ. of Struc. Geol.*, t. 6, p. 711-719.
- Mercier D. et Beaudoin B. (1987) - Révision du carbonifère briançonnais : stratigraphie et évolution du bassin. *Géologie Alpine*, mém. h.s. n° 13, p. 25-31.
- Michel R. (1957) - Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moûtiers au 50 000ème. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. LV, fasc. B, n° 252, p. 17-30.
- Michel Lévy A. (1929) - Débris microscopiques de végétaux silicifiés dans des séricito-schistes du Prarion (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (N), t. 29, p. 277-279.
- Millot G. (1964) - Géologie des argiles. Masson ed., 500 pages.
- Millot G., Perriaux J. et Lucas J. (1961) - Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 14, 10, p. 91-100.
- Moldovanyi E.P. et Lohmann K.C. (1984) - Isotopic and petrographic record of phreatic diagenesis : lower cretaceous Sligo and Cupido formations. *J. Sed. Petrol.*, vol. 54, n° 3, p. 972-985.
- Montjuvent G. et Sarrot-Reynault J. (1972) - Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif Central et du Bassin de Paris. *Rev. géog. phys. géol. dyn.*, vol. 14, p. 297-304.
- Moret L. (1936) - Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 22-23.
- Moret L. (1936) - L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 37-39.
- Moret L. (1950) - Sur la géologie des environs de la Léchère, près de Notre-Dame de Briançon (Savoie). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIX, p. 61-63.
- Moret L. (1952) - A propos de l'origine de la bande d'anhydrite rencontrée près de Randens (Savoie) dans le Cristallin du souterrain Arc-Isère. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (6), t. II, p. 281-283.
- Moret L. et Schneegans D. (1936) - Idées nouvelles sur la structure de la zone du Pas du Roc entre l'Arc et l'Isère. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 251-252.
- Mortillet de G. (1861) - Notes géologiques sur la Savoie : questions soumises à la Société géologique de France. *Revue Savoisienne*, Annecy.
- M'Rabet A. (1979) - Définition et signification de trois types pétrographiques de dolomite dans le Crétacé inférieur de la Tunisie Centrale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, p. 161-168.
- Nesbitt B.E. et Essene E.J. (1982) - Metamorphic thermometry and barometry of a portion of the southern Blue Ridge Province. *Am. J. Sci.*, t. 282, p. 701-729.
- Nicoud G. (1976) - Inventaire des ressources en eau gravitaire en montagne. Région de Naves et Grande Maison. Rapport inédit DDA Savoie, 28 pages, 11 tab., 7 pl..
- Nitsch K.H. (1970) - Experimentelle bestimmung der obrenstabilitätsgrenze von stilpro-melan. *Fortschr. Min.*, t. 47, p. 48-49.
- Obert D. (1986) - Les déformations alpines de la couverture tégumentaire de la partie méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Chamonix). In: 4ème réunion du groupe tectonique Suisse, Genève, p. 14.
- Odin G.S. et Kennedy W.J. (1982) - (Géochimie et géochronologie isotopiques). Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, Série II, p. 383-386.

- Omalius d'Halloy (1810) - Notice géologique sur la route du col de Tende dans les Alpes, précédée de considérations sur les terrains intermédiaires. *J. Mines*, t. XXVIII, n° 165.
- Padan A., Kisch H.J. et Shagam R. (1982) - Use of the Lattice Parameter b_0 of Dioctahedral Illite (Muscovite) for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, t. 79, p. 85-95.
- Pairis B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Plats (Haute-Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 210 pages.
- Pairis B., Pairis J.L. et Porthault B. (1973) - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute-Savoie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, série D, p. 1131-1134.
- Pairis J.L., Gidon M., Favre P. et Lami A. (1986) - Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, p. 87-92.
- Parejas E. (1925) - La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclogae géol. Helv.*, t. XIX, p. 420-503, 1 pl.
- Paterson M.S. (1973) - Nonhydrostatic thermodynamics and its geologic applications. *Geophys. Space Phys. Rev.*, t. 11, p. 355-389.
- Plotto P. (1977) - Structures et déformations des grès du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 149 pages.
- Perez-Postigo L.V. (1985) - Contribution à l'étude géologique du subbriançonnais entre Arc et Isère. Les massifs du Perron des Encombres et de la Grande Moendaz (Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse 3ème cycle, Univ. de Savoie, Chambéry, 130 pages.
- Poirier J.P. (1976) - Les mécanismes physiques microscopiques de la déformation plastique des minéraux et des roches. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1371-1376.
- Poty B. (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont Blanc. *Mém. Sci. Terre*, Nancy, t. 17, 162 pages.
- Poty B.P., Stadler H.A. et Weisbrod A.M. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, t. 54, p. 717-752.
- Poul X. et Iundt F. (1985) - Ressources en eaux thermales de la station de la Léchère (73). *Rapport du B.R.G.M.*, n° 85 SGN 089 RHA, 90 pages, 3 annexes.
- Pussenot Ch. (1914) - Feuille de Lyon au 320 000ème. Schistes et brèches de l'Aiguille du Grand Fond. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, p. 121.
- Radke et Mathis (1980) - On the deformation of a occurrence of saddle dolomite. *Jour. Sed. Pet.*, vol. 50, p. 1149-1168.
- Ramberg H. (1964) - Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. A theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, t. 1, p. 307-341.
- Rampnoux J.P. (1988) - L'importance des tectoniques précoces du domaine pennique frontal entre Arc et Isère. Colloque 12ème R.S.T. Lille, p. 115.
- Ramsay J.G. (1962) - Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *Jour. of geol.*, t. 70, p. 466-481.
- Ramsay J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. New-York, Mc Graw-Hill, 538 pages.
- Ramsay J.G. (1984) - The technique of modern structural geology : strain measurements. *Academic Press*, vol. 1.
- Raumer Von J.F. (1974) - Zur metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont Blanc und Aiguilles Rouges Massivs. *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, Band 54, Heft. 2/3, p. 471-487.

- Rech-Frollo M. (1960) - Flysch et molasse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. II, p. 752-757.
- Reitan P.H. (1968) - Frictional heat during metamorphism.
1. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in time. *Lithos*, vol. 1, fasc. 1, p. 151-163.
2. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in space. *Lithos*, vol. 1, fasc. 3, p. 268-274.
- Rendu Mgr. (1838) - Traits principaux de la géologie de la Savoie. *Mém. Soc. acad. Savoie*, (1), t. IX, p. 123.
- Revil J. (1895) - Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et sa prolongation vers le Nord. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n° 44, t. VII, p. 140-143.
- Révil J. (1896) - Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n° 53, t. VIII, p. 188-190.
- Ricou L.E. (1980) - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement sénestre sub-méridien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, Série D, p. 835-838.
- Ricou L.E. (1981) - Glissements sénestre de nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera ; son rôle dans le jeu de l'arc alpin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, Série II, p. 1305-1308.
- Ricour J. (1949) - Renseignements géologiques recueillis dans les travaux d'aménagement de la chute de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *Rapport B.R.G.M.*, A 195.
- Ricour J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 471 pages.
- Rio M. (1978) - Les différentes étapes de la silicification dans les calcaires crétacés du Diois et des Baronnies. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, sect. 1, p. 111-123.
- Rio M. (1982) - Les accidents siliceux dans le Crétacé du bassin vocontien (sud-est de la France). Contribution à l'étude de la silification des formations calcaires. *Doc. lab. Géol. Lyon*, n° 84, 180 pages.
- Rivano-Garcia S.O. (1978) - Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France). Thèse 3ème cycle, Paris VI, 195 pages.
- Robert J.P. (1976) - Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés, exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 155 pages.
- Robert J.P. et Vialon P. (1976) - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1599-1604.
- Roch E. (1924) - Révision de la feuille d'Albertville au 80 000ème. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XXVIII, n° 155, p. 8-9.
- Roch E. (1924) - Révision de la feuille d'Albertville au 80 000ème. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XXIX, n° 158, p. 49-53.
- Roch E. (1926) - Etude stratigraphique et tectonique des environs de Moûtiers (Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIX, n° 160, p. 30.
- Rochette P. (1983) - Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 136 pages.
- Rolet J. (1984) - Graben losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif Armoricaïn. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, vol. spéc., p. 209-220.
- Rosaz T. et Curioz P. (1984) - Géologie de la haute vallée de la Grande Maison (Torrent de la Glaize, rive droite de l'Isère), Savoie. EDF-R.E.A.L., Université de Savoie, Chambéry.

- Rosenfeld J.L., Thompson J.B. et Zen E. (1958) - Data on coexistent muscovite and paragonite. *Geol. Soc. America Bull.*, t. 69, p. 1637.
- Rosset J. (1956) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, (7), t. LIII, 147 pages.
- Rosset J. (1968) - Points de vue nouveaux sur la structure des klippen de Savoie. *Géologie Alpine*, t. 44, p. 233-238.
- Rosset J., Charollais J., Gérard J. et Lacoste M. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Géologie Alpine*, t. 47, p. 223-231.
- Rosset J., Charollais J., Toumarkine M., Manivit H. et Chateaufort J.J. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 69, p. 359-402.
- Rothé J.P. (1942) - La sismicité des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. XII, p. 295-320.
- Sagon J.P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif Armoricaire), stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse d'Etat, Paris Inédit, 617 pages.
- Sarrot-Reynaud J. (1958) - Comparaison des conditions de sédimentation et du comportement tectonique des assises du Trias dans les zones externes et internes des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VIII, p. 699-708.
- Sarrot-Reynaud J. (1961) - Le Lias des Alpes et des chaînes subalpines françaises. Colloque sur le Lias français. *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 85-93.
- Saussure H.B. de (1796) - Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. 4 t., Genève.
- Sawatzki (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Grès de Taveyannaz et grès de Val d'Iliez. *Arch. Sc. Genève*, vol. 28, fasc. 13, p. 265-368.
- Schneegans D. (1935) - La Nappe des Aiguilles d'Arves dans les environs de Moûtiers (Tarentaise). *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. V, p. 245-246.
- Schneegans D. (1938) - Contribution à la corrélation des terrains et des unités tectoniques de la feuille d'Albertville au 1/80 000ème. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197, p. 192-194.
- Schneegans D. et Barbier R. (1943) - La tectonique des unités subbriançonnaises dans la région de Moûtiers en Tarentaise. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIII, p. 170-172.
- Schoeller H. (1927) - La nappe de l'Embrunais et le bord externe de la nappe du Briançonnais (Zone du Galibier) suivis de France en Suisse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 185, Série D, p. 1497-1499.
- Schoeller H. (1927) - La nappe de l'Embrunais en Tarentaise au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVII, p. 77-88.
- Schoeller H. (1928) - Deux questions au sujet des régions frontales des Pennides entre la France et le Valais. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVIII, p. 42-44.
- Schoeller H. (1929) - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 175, t. 33, 422 pages.
- Schoeller H. (1936) - A propos du Niélard en Tarentaise et de la Brèche du Télégraphe. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. VI, p. 192.
- Schoeller H. (1936) - Note sur le front pennique en Tarentaise et en Maurienne. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.* (5), t. VI, p. 197-198.
- Schoeller H. (1940) - Le Nummulitique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord de l'Isère. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 10, p. 45-46.

- Schoeller H. (1947) - Sur la présence du Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise, au Nord de l'Isère. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XVII, p. 123-125.
- Schoeller H. et Roch E. (1926) - La nappe de l'Embrunais entre l'Arc et l'Isère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 31, p. 8-12, n° 166.
- Serre A. (1983) - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). Thèse 3ème cycle, Université de Savoie, Chambéry, 180 pages.
- Serre A., Toury A., Rampoux J.P., Martinez-Reyes J. et Tardy M. (1985) - Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'Eclaire ultra-dauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, Série II, p. 637-642.
- Simeon Y. (1979) - Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 224 pages.
- Simeon Y. (1980) - Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie). Brides-les-Bains - Salins-les-Thermes - La Léchère. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 219 pages.
- Sismonda A. (1836) - Observations géologiques et minéralogiques dans les vallées alpines de Piémont. *BULL. Soc. géol. Fr.*, (1), t. VIII, p. 90.
- Sismonda A. (1841) - Memoria sui terrini stratificati delle Alpi. *Mém. R. Acad. Sci., Torino*, (2), t. III, p. 1-54.
- Smith J.V. et Stenstrom R.C. (1965) - Election excites luminescence as a petrologic tool. *J. Geol.*, vol. 73, p. 627-635.
- Sodero D. (1968) - Sull'eta Barremiana-Aptiana delle formazioni basali del "Flysch" della zona delle breccie di Tarentasia in valle d'Aosta. *Boll. Soc. geol. It.*, t. 87, p. 223-231.
- Soula J.C. et Debat P. (1976) - Développement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 1515-1537.
- Tardy M. et Doudoux B. (1988) - L'accident du Bon Nant et la tectonique des massifs cristallins externes : Aiguilles Rouges, Mont Blanc, Belledonne. Colloque 12ème R.S.T., Lille, p. 124.
- Thompson R.I. (1981) - The nature and significance of large "bind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. In: Thrust and Nappe Tectonics (Mc Clay K.R. et Price N.J., eds). *Spec. Publ. Geol. Soc.*, London, t. 9, p. 449-462.
- Toury A. (1985) - Etude géologique de la haute vallée de la Valloire entre Valloire, le col du Galibier et les Aiguilles d'Arves (Alpes occidentales, Savoie). Thèse 3ème cycle, Université de Savoie, Chambéry, 208 pages.
- Triboulet S. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 93 pages.
- Tribouillard N.P., Cotillon P. et Espitalie J. (1987) - Relation entre venues salines par tectonique salifère et sédimentation par l'étude de la matière organique. Le cas des Terres Noires jurassiques du bassin dauphinois (SE de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, série II, p. 23-26.
- Tricart P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de doctorat d'Etat, Strasbourg, 407 pages, 5 fig. h.t..
- Tricart P., Caron J.M., Gay M. et Vialon P. (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 873-881.
- Trümpy R. (1952) - Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au SW du massif du Mont-Blanc. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, (6), t. II, p. 149-151.

- Trümpy R. (1952) - Sur les racines helvétiques et les "Schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 44, p. 338-347.
- Trümpy R. (1955) - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. V, p. 217-231.
- Trümpy R. (1965) - Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes suisses. Symposium sur le Verrucano, *Soc. toscana Sc. nat.*, Pisa, p. 212-232.
- Vail P.R., Colin J.P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. et Trifilieff V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, p. 1301-1321.
- Vallet P. (1861) - Etude sur l'Infralias de Martringe et de la Maurienne. *Mém. Ac. Savoie*, 2, t. V.
- Veizer J. (1983) - Traces element and isotopes in sedimentary carbonates. In carbonates : Mineralogy and chemistry. *Review in Mineralogy*, vol. 11, p. 265-299.
- Velde B. (1965) - Phengite micas : synthesis, stability, and natural occurrence. *Am. J. Sci.*, t. 263, p. 886-913.
- Velde B. (1972) - Origine et évolution des minéraux argileux. Essai d'étude expérimentale. In: Structure et dynamique de la lithosphère. C.J. Allègre et M. Mattauer, édit., Paris, Hermann, p. 327-372.
- Vernet J. (1956) - Le plissement anténummulitique du Pelvoux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, p. 319-322.
- Vernet J. (1974) - Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes-Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. *Géologie Alpine*, t. 50, p. 195-236.
- Vialon P. (1974) - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Bull. suisse Miné. Pétro.*, vol. 54, p. 663-690.
- Viéban F. (1983) - Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors). (2ème sujet). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 296 pages.
- Weaver C.E. (1960) - Possible uses of clay minerals in the search for oil. *Clays and Clay Minerals*, 8, Proceedings of the 8th national conference on clays and clay minerals, p. 214-227.
- Weber C., Hirn A., Philip H. et Roche A. (1980) - Tectonique récente et sismicité de la France. Image géophysique de la France. 25ème Congr. intern. géol., Paris, Thème II, coll. 7, Ed. B.R.G.M., orléans, p. 26-50.
- Weber K. (1976) - Notes on determination of illite cristallinity. *Neues Jahrbuch Miner. Mh.*, H.6, p. 241-288.
- White S. (1973) - Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. *Nature*, t. 244, p. 276-278.
- Wildi W. (1987) - Les régions sources du matériel terrigène dans les flyschs alpins. *Géologie Alpine*, Mém h.s. n° 13, p. 379-388.
- Winkler H.G.F. (1974) - Petrogenesis of metamorphic rocks. New-York, Springer Verlag, 3ème ed.
- Williams G.D. (1984) - The calculation of horizontal thrust transport using excess area in cross section. *Tectonophysics*, t. 104, p. 177-182.
- Zaccagna D. (1892) - Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. *Boll. R. Comit. Geol. Italia*, vol. 23, p. 175-244 et 311-404.
- Zaninetti L. (1976) - Les foraminifères du Trias. *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 82, p. 1-258.
- Zen an E. et Albee A.L. (1964) - Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *The American mineralogist*, vol. 49, p. 904-925.

- Zinkernagel U. (1978) - Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. Contribution to Sedimentology. *Schweizerbart*, Stuttgart, t. 8, 89 pages.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
INTRODUCTION GENERALE.....	5
1ère Partie	
STRATIGRAPHIE COMPAREE ENTRE LE DOMAINE DAUPHINOISE (ZONE DAUPHINOISE) ET LE DOMAINE PENNIQUE EXTERNE (ZONE DU NIELARD ET ZONE DES BRECHES DE TARENTOISE).....	13
I. Introduction	13
II. Le socle cristallin et le Permo-Houiller.....	17
1. Rappel sur le socle cristallin dans la zone dauphinoise.....	17
2. Rappel sur le socle cristallin dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	17
3. Le Permo-Houiller dans la zone dauphinoise.....	17
4. Le Permo-Houiller dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	18
4.1. Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.....	18
4.2. Description de la coupe de référence : falaise de la pointe du Dzonfié (unité des schistes de la Bagnaz).....	18
4.3. Pétrographie et sédimentologie.....	20
4.4. Les paléosols permien dans l'unité de Crève-Tête.....	20
5. Bilan de l'étude stratigraphique comparée de part et d'autre du front pennique.....	21
III. Le Trias.....	22
1. Le Trias dans la zone dauphinoise.....	22
1.1. Présentation du Trias dauphinois.....	22
1.2. Le Trias tégumentaire.....	22
1.2.1. Les conglomérats et grès de base.....	22
1.2.2. Les dolomies.....	24
1.2.3. Interprétations sédimentologique et paléogéographique du Trias tégumentaire.....	24
1.3. Le niveau de décollement.....	25
1.4. Le Rhétien dans la nappe supérieure du Mont Joly et dans la nappe de Roselette.....	26
1.5. Interprétation de la série rhétienne.....	27
1.6. Conclusion générale sur le Trias germanique.....	27

	Pages
2. Le Trias dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans la zone du Niélard.....	28
2.1.Introduction de la stratigraphie du Trias du domaine pennique externe.....	28
2.2.Rappels stratigraphiques du Trias tégumentaire.....	28
2.3.Le niveau de décollement (Carnien ?).....	30
2.4.Le Norien.....	30
2.4.1.Le Norien dans l'unité du Quermoz.....	30
2.4.2.Le Norien dans l'unité de Moûtiers interne.....	32
2.4.3.Interprétation des séries noriennes.....	33
2.5.Le Rhétien.....	34
2.5.1.Le Rhétien dans l'unité du Niélard.....	34
2.5.2.Le Rhétien dans l'unité du Quermoz.....	34
2.5.3.Le Rhétien dans l'unité de Moûtiers interne.....	34
2.6.Conclusion générale sur le Trias à affinité briançonnaise.....	37
3. Bilan de l'étude : comparaison entre le domaine germanique et le domaine alpin.....	38
IV. La séquence stratigraphique majeure de l'Hettangien-Aalénien.....	39
1. La séquence stratigraphique majeure dans la zone dauphinoise.....	39
1.1.Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.....	39
1.2.L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien.....	39
1.2.1.L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien dans la nappe du Mont Joly.....	39
1.2.2.L'Hettangien, le Sinémurien et le Carixien dans la nappe de Roselette.....	40
1.3.Le Domérien et le Toarcien dans la nappe de Roselette.....	41
1.4.L'Aalénien dans la nappe de Roselette.....	43
1.5.Conclusion sur la séquence stratigraphique majeure de l'Hettangien - Aalénien dans la zone dauphinoise.....	44
2. La séquence stratigraphique majeure dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans la zone du Niélard.....	44
2.1.Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.....	44
2.2.La séquence stratigraphique mineure du Lias inférieur.....	45
2.2.1.Le Lias inférieur dans la zone du Niélard.....	45
2.2.2.Le Lias inférieur dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	45
2.3.La séquence stratigraphique mineure du Lias moyen.....	47
2.3.1.Les calcaires de type Siaix.....	47

	Pages
2.3.2.Les niveaux condensés dans les calcaires de type Siaix.....	49
2.3.3.Les calcaires de type Siaix : un des rares exemples de bioherme au Lias moyen.....	52
2.3.4.Les calcaires de type Villette.....	52
2.3.5.Les niveaux condensés dans les calcaires de type Villette.....	53
2.3.6.Les calcaires de type Villette: un domaine hémipélagique de bordure de plate-forme.....	55
2.4. La séquence stratigraphique mineure du Lias supérieur ? Aalénien.....	57
2.5. Conclusion sur la séquence majeure de l'Hettangien-Aalénien dans le domaine pennique externe.....	58
3. Bilan de l'étude : comparaison entre le domaine dauphinois et le domaine pennique externe.....	58
V. La séquence stratigraphique majeure du Bajocien-Tithonique.....	59
1. La séquence stratigraphique majeure dans la zone delphinohelvétique interne.....	59
1.1.Le Bajocien, le Bathonien et le Callovien p.p.....	59
1.2.Le Callovien terminal et l'Oxfordien.....	59
1.3.Le Tithonique dans la nappe de Roselette.....	61
1.4.Conclusion sur la séquence du Bajocien-Tithonique dans la zone dauphinoise.....	61
2. La séquence stratigraphique majeure dans la zone des Brèches de Tarentaise et dans l'unité du Niélard.....	64
2.1.Rappel des recherches stratigraphiques antérieures.....	64
2.2.Les séries détritiques anté-flysch attribuées au Dogger.....	64
2.2.1.La série détritique du Dogger dans l'unité du Niélard.....	64
2.2.2.La série détritique attribuée au Dogger dans l'unité du Quermoz (Brèches du Quermoz).....	66
2.2.3.La série détritique attribuée au Dogger dans l'unité de Moûtiers interne.....	68
2.2.4.Nouvelle interprétation stratigraphique des séries détritiques du Dogger.....	69
3. Bilan de l'étude : comparaison entre le domaine dauphinois et le domaine pennique externe.....	70
VI. Le Crétacé.....	71
1. Le problème du Crétacé inférieur dans la nappe de Roselette.....	71
2. Les séries détritiques antéflyschs attribuées au Crétacé supérieur dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	71

	<u>Pages</u>
2.1. Rappels stratigraphiques des séries antéflyschs de la région de Bourg-Saint-Maurice.....	71
2.2. La série détritique inférieure de l'unité de Crêve-Tête : une série calcaréo-gréseuse antéflysch?.....	72
2.3. Conséquences sur l'âge du flysch de Tarentaise.....	73
VII. Le Tertiaire.....	74
1. Le Tertiaire dans la zone dauphinoise.....	74
2. Le flysch dans l'unité du Niélard.....	74
2.1. Rappel général des recherches stratigraphiques antérieures.....	74
2.2. Description lithostratigraphique du flysch du Niélard.....	75
2.3. Le flysch priabonien de l'unité du Niélard replacée dans le cadre paléogéographique.....	78
3. Le flysch de Tarentaise dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	80
3.1. Nature de la discontinuité majeure de base et présentation du cadre paléogéographique.....	80
3.2. Le cycle inférieur.....	81
3.3. Le cycle supérieur.....	88
3.4. Bilan de l'étude.....	90
VII. Conclusion de l'étude stratigraphique.....	93
2ème Partie	
ANALYSE TECTONIQUE COMPAREE ENTRE LA ZONE DELPHINO-HELVETIQUE INTERNE ET LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE.....	103
I. Introduction.....	103
II. La période postschisteuse.....	105
1. La fracturation et les bombements tardifs.....	105
2. Les structures à vergence est.....	108
3. Les jeux décrochants sénestres.....	108
3.1. Les structures décrochantes sénestres.....	108
3.2. Les fentes de tension méridiennes.....	110
4. Les décrochements dextres et les fentes de tension N90°-110°.....	110
4.1. Les décrochements dextres.....	110
4.2. Les fentes de tension N90°-110°.....	112

	<u>Pages</u>
III. La période synschisteuse.....	113
1. L'épisode synschisteux de crénulation (S ₃ ,P ₃).....	113
2. L'épisode synschisteux principal.....	113
2.1. Les mégastructures.....	113
2.2. Les microstructures.....	117
2.3. La linéation de glissement.....	120
2.4. Le comportement du socle dans la zone externe pendant cet évènement synschisteux (P ₂ ,S ₂).....	121
3. La déformation plicative serrée (P ₁ ,S ₁) de la zone des Brèches de Tarentaise.....	123
IV. La période anteschisteuse.....	125
V. Tentative de mesure du taux de raccourcissement dans la zone delphino-helvétique interne entre la Maurienne et le Massif du Mont Blanc.....	128
VI. Conclusion de l'analyse tectonique.....	134
3ème Partie	
DIAGENESE ET METAMORPHISME COMPARES ENTRE LE DOMAINE DAUPHINOISE ET LE DOMAINE PENNIQUE EXTERNE.....	
ANALYSE METAMORPHIQUE DANS LES FACIES ARGILEUX.....	139
I. Les objectifs.....	139
II. Les méthodes.....	139
1. L'échantillonnage.....	139
2. L'appareillage et le traitement statistique des données.....	140
3. Conditions d'analyse.....	140
III. Les associations minéralogiques.....	141
1. Les chlorites.....	141
2. Les micas.....	141
2.1. Les muscovites.....	141
2.1.1. Le rapport M(004) _{2M} /M(002) _{2M}	141
2.1.2. L'indice de cristallinité de la muscovite.....	142
2.1.3. L'espacement basal d(002) _{2M}	145
2.1.4. Le paramètre b ₀	145
2.2. La paragonite.....	148
2.3. Le problème de la biotite.....	148

	<u>Pages</u>
IV. Comparaison entre les zones delphinohelvétique interne, du Niélard et des Brèches de Tarentaise.....	149
V. Conclusion de l'analyse métamorphique dans les faciès argileux.....	150
DIAGENÈSE ET METAMORPHISME DANS LES FACIES CARBONATES.	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	153
A. Etude pétrographique des faciès carbonates.....	154
I. Introduction.....	154
II. Pétrographie des faciès carbonatés de la zone delphinohelvétique interne.....	156
1. Les faciès dolomitiques.....	156
1.1.Nature et répartition des dolomies.....	156
1.2.Caractères pétrographiques des matrices dolomitiques et des ciments des fractures.....	157
1.3.Développement de l'albite dans les faciès dolomitiques.....	159
1.4.Chronologie et origine des phases minéralogiques.....	160
2. Les faciès calcaréogréseux.....	162
2.1.Description pétrographique des sites déformés non schistosés.....	162
2.1.1.Pétrographie des matrices calcitiques.....	162
2.1.2.Caractères pétrographiques du quartz d'origine détritique.....	163
2.2.Description pétrographique des sites schistosés.....	163
2.3.Evolution tectonométamorphique des faciès calcaréogréseux.....	164
3.Les faciès calcitiques purs.....	165
3.1.Description des différentes générations de carbonates.....	165
3.2.Description des accidents siliceux.....	166
3.3.Le développement de l'albite dans les faciès calcitiques.....	166
3.4.Evolution tectonométamorphiques des faciès calcitiques purs.....	166
4. Evolution de la composition chimique et de la migration des fluides.....	167
III. Pétrographie des faciès carbonatés dans l'unité du Niélard.....	170
1. Les faciès carbonatés du Lias et du Dogger.....	170
1.1.Les calcaires purs.....	170
1.2.Les calcaires à galets dolomitiques.....	172
2. Les faciès calcaréogréseux du Priabonien.....	172
2.1.Caractères pétrographiques des matrices.....	172
2.2.Caractères pétrographiques des ciments.....	173

	<u>Pages</u>
3. Localisation et propriété de l'albite.....	173
4. Evolution diagénétique et tectonométamorphique dans l'unité du Niélard	177
IV. Evolution métamorphique des faciès carbonatés dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	179
1. Les faciès dolomitiques du Trias.....	179
2. Les faciès calcitiques du Lias.....	181
3. Les faciès dolomitiques ou calcitiques dolomitisés.....	181
3.1.A l'affleurement.....	181
3.2.En lames minces.....	183
3.3.Les phénomènes de stylolithisation et d'extension dans les faciès dolomitiques.....	186
4. Les accidents siliceux.....	187
5. Les faciès détritiques.....	188
5.1.Caractères pétrographiques des matrices.....	188
5.2.Caractères pétrographiques des ciments.....	188
6. Bilan de l'étude pétrographique des faciès carbonatés dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	189
V. Conclusion de l'étude pétrographique des carbonates.....	191
B. Etudes géochimiques et isotopiques.....	192
I. Introduction.....	192
1. Les objectifs.....	192
2. L'échantillonnage.....	193
3. Les conditions d'analyse.....	193
3.1.En calcimétrie.....	193
3.2.En spectrométrie d'absorption atomique (à flamme air-acétylène)....	194
3.2.1.Techniques d'étude.....	194
3.2.2.Causes et conséquences de la variation des rapports molaires....	194
3.3.En spectrométrie de masse.....	195
3.3.1.Techniques d'étude.....	195
3.3.2.Causes et conséquences des variations des rapports isotopiques...	195
3.4.Le traitement des données.....	195
II. Comparaisons géochimiques et isotopiques dans les calcites syntectoniques..	196

	<u>Pages</u>
1. Comparaisons des teneurs en Sr^{2+} dans les calcites syntectoniques et dans les calcites de leur encaissant.....	196
1.1.Les données.....	196
1.2.Les interprétations.....	196
2. Comparaison des rapports isotopiques dans les calcites syntectoniques...	197
2.1.Dans la zone delphinohelvétique interne.....	197
2.2.Dans l'unité du Niélard (zone du Niélard).....	198
2.3.Dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).....	198
2.4.Interprétation.....	199
III. Comparaisons géochimiques et isotopiques des matrices des séries détritiques en zone pennique externe.....	201
1. Comparaison des teneurs des cations dans les matrices des séries détritiques.....	201
1.1.Comparaisons des teneurs en strontium dans les calcites de chaque série détritique.....	201
1.2.Conclusions sur les données géochimiques.....	202
2. Comparaisons des rapports isotopiques dans les matrices de chaque série détritique.....	203
2.1.Dans l'unité du Niélard (zone du Niélard).....	203
2.2.Dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise) : datation indirecte des séries détritiques.....	204
IV. Conclusion des études géochimiques et isotopiques.....	206
1. Etude des calcites syntectoniques.....	206
2. Etude des calcites matricielles.....	206
4ème partie	
ESSAI DE SYNTHÈSE PALEOGEOGRAPHIQUE.....	209
1. L'époque antérift : l'héritage tectonique tardi-hercynien.....	209
2. L'époque prérift : les premières distensions.....	211
3. L'époque synrift : la naissance d'une marge.....	211
4. L'époque orogénique : de la genèse du bassin de flysch à la tectogénèse alpine.....	213
4.1. L'histoire et la paléogéographie du bassin de flysch.....	213
4.2. La période des charriages.....	217

	<u>Pages</u>
CONCLUSION GENERALE.....	225
I. Utilisation de nouveaux marqueurs stratigraphiques à valeur régionale.....	225
II. Les nouveaux résultats.....	226
1. Nouveaux résultats et interprétations stratigraphiques.....	226
2. Nouveaux résultats et interprétations tectonométamorphiques.....	227
BIBLIOGRAPHIE.....	231
TABLE DES MATIERES.....	259
LISTE DES FIGURES.....	271
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	282
ANNEXES.....	347

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig.1.:Schéma structural général des Alpes nord-occidentales (d'après les cartes Annecy et Thonon 250000ème B.R.G.M., Martinez-Reyes (1980), Doudoux et <i>al.</i> (1982) et modifié selon les nouvelles données de terrain..	6
Fig.2.:Schéma orohydrographique de la région d'étude.....	8
Fig.3.:Carte structurale régionale des domaines dauphinois et pennique entre l'Arc et le Mont Blanc (documents consultés : Martinez-Reyes (1980) et Serre (1983) pour la Maurienne ; Eltchaninoff et Triboulet (1980), Doudoux et <i>al.</i> (1982) et Chaplet et Tardy (1987) pour la zone delphinohelvétique au Nord de Belledonne).....	9
Fig.4.:Schéma structural de la zone des Brèches de Tarentaise et de la zone delphinohelvétique interne en Tarentaise et en Beaufortin réalisée à partir des nouveaux résultats.....	12
Fig.5.:Tableau synoptique des différentes subdivisions tectoniques régionales utilisées depuis 1925 (1) Noms de zone utilisé dans cet ouvrage.....	16
Fig.6.:Séquences sédimentaires positives granoclassées types dans la partie inférieure des schistes de la Bagnaz (Cormet d'Arêches).....	19
Fig.7.:Coupe du tégument triasique sous le Cornillon au Nord du col de la Louze.....	23
Fig.8.:Coupe du tégument triasique du plateau des Rognoux.....	23
Fig.9.:Coupe du Rhétien le long de la nouvelle piste menant du Chornais à Cuvy.....	25
Fig.10.:Coupe du Rhétien le long de la route menant de Combelouvière à la Thuile.....	26
Fig.11.:Coupes du Norien aux Etroits du Siaix (unité de Moûtiers externe).....	29
Fig.12.:Coupe du substratum mésozoïque du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz (région du col de la Légette).....	31
Fig.13.:Carte géologique détaillée de la région de Villette (unité de Moûtiers interne, commune d'Aime).....	32
Fig.14.:Coupe du flanc Sud de la colline de Villette cotée 805 (unité de Moûtiers interne).....	33
Fig.15.:Coupe du substratum mésozoïque du flysch priabonien de l'unité du Niélard entre le col du Mottet et la pointe du Petit Niélard.....	35
Fig.16.:Coupe de l'arête Nord dominant le Cormet d'Arêches.....	36

	Pages
Fig.17.:Coupe de la carrière en activité sur le flanc Sud de la colline de Villette cotée 805 (unité de Moûtiers interne).....	37
Fig.18.:Coupe du bord occidental de l'accident du col du Pré au niveau de la route menant à Boudin.....	40
Fig.19.:Coupe du versant est du col de la Madeleine.....	42
Fig.20.:Coupe du substratum mésozoïque du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz (région des Mouilles).....	46
Fig.21.:Colonnes stratigraphiques du sommet des calcaires de type Siaix (Lias moyen) et des formations non détritiques du Dogger aux Étroits du Siaix (unité de Moûtiers externe).....	50
Fig.22.:Coupe lithostratigraphique détaillée des calcaires pleinsbachiens le long du chemin menant à l'ancien couvent de Villette (unité de Moûtiers interne).....	51
Fig.23.:Colonnes lithologiques des niveaux condensés des calcaires du Lias moyen.....	54
Fig.24.:Bloc diagramme interprétatif des domaines paléogéographiques du Lias moyen et de leur relation dans les zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard.....	56
Fig.25.:Coupe interprétative des formations du Lias moyen dans leur paléoenvironnement (zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise).....	56
Fig.26.:Coupe transversale de l'unité de la Crête des Gittes sur la ligne de crête entre la vallée de Saint Guérin et le vallon de Treicol.....	60
Fig.27.:Coupe de l'arête Nord de la pointe de Pelève.....	62
Fig.28.:Coupe du col de la Louze.....	63
Fig.29.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du Dogger de l'unité du Niélard.....	65
Fig.30.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du Dogger de l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).....	66
Fig.31.:Coupe lithologique détaillée d'une partie de la série détritique du Dogger (brèches calcaires du Quermoz) au-dessus du barrage d'Hannibal.....	67
Fig.32.:Coupe du Cormet de Roselend.....	68
Fig.33.:Carte lithostratigraphique des séries détritiques de l'unité du Quermoz au Nord de l'Isère.....	70
Fig.34.:Coupe de l'unité de Crève-Tête.....	72

	Pages
Fig.35.:Coupe générale de l'unité du Niélard (Martinez-Reyes, 1980, modifiée et complétée).....	76
Fig.36.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats de base de la série détritique du flysch priabonien du Niélard (unité du Niélard).....	77
Fig.37.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats du flysch priabonien des Aiguilles d'Arves dans la vallée de la Maurienne (unité des Albies de Serre, 1983).....	79
Fig.38.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans la série détritique du flysch priabonien des Aiguilles d'Arves dans la région du Cheval Noir (unité du Cheval Noir-Casse Massion de Serre, 1983).....	79
Fig.39.:Coupe de la falaise des Étroits du Siaix (unité de Moûtiers externe) (Gély, 1986 modifié).....	81
Fig.40.:Tableau synoptique des différentes subdivisions et des diverses appellations des formations composant le flysch de Tarentaise utilisées par les auteurs.....	82
Fig.41.:Inventaire des matrices et des éléments détritiques, de leur nature, de leur fréquence et de leur origine dans les conglomérats du flysch de Tarentaise (unité de Crève-Tête, du Quermoz).....	84
Fig.42.:Nature et fréquence des différents éléments des conglomérats de base du flysch de Tarentaise.....	85
Fig.43.:Coupe de la "couche des Marmontains" au lac d'Aracachat (unité de Moûtiers externe).....	87
Fig.44.:Colonnes stratigraphiques types des cycles majeurs, des mégaséquences sédimentaires et des séquences sédimentaires dans le flysch de Tarentaise.....	89
Fig.45.:Coupe générale montrant les passages latéraux de faciès dans la série détritique du flysch de Tarentaise entre la région proximale et la région distale (sans échelle).....	91
Fig.46.:Essai de stratigraphie séquentielle entre la zone dauphinoise et la zone des Brèches de Tarentaise sur une transversale Est-Ouest passant au Sud du massif du Mont Blanc.....	94
Fig.47.:Comparaison entre les courbes des variations eustatiques du niveau marin dans l'Europe occidentale (Vail et al., 1987) et la courbe relative des variations régionales du niveau marin dans le bassin dauphinois..	95
Fig.48.:Colonnes stratigraphiques synthétiques des différentes unités des zones delphino-helvétiques externes et internes le long d'une transversale Aravis-Beaufortin.....	97

	<u>Pages</u>
Fig.49.:Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des unités de la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère.....	99
Fig.50.:Carte des alignements structuraux relevés en photointerprétation.....	106
Fig.51.:Rosace de fréquence des alignements structuraux relevés en photointerprétation	107
Fig.52.:Rosace de fréquence de la fracturation du socle cristallin de Belledonne et de son tégument dans la région d'Arêches (600 mesures)..	107
Fig.53.:Schéma structural de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Moûtiers en Tarentaise (d'après Lu Chia Yu (1980), modifié et complété par les nouvelles données).....	109
Fig.54.:Schéma structural de la région de Combelouvière-Valmorel (rive gauche de l'Isère).....	111
Fig.55.:Carte géologique profonde à la côte absolue 1400 des environs du barrage de la Coche montrant la complexité de l'accident de la Coche insoupçonnée en surface.....	112
Fig.56.:Carte de répartition des plans de schistosité S_3 et de linéation d'intersection S_2 - S_3 observées dans la zone d'étude (axes des plis P_3).....	114
Fig.57.:Répartition des pôles des plans de schistosité S_3 observés dans la couverture de la zone delphinohelvétique interne (projection de Wulf, hémisphère inférieur).....	115
Fig.58.:Répartition des pôles des plans de schistosité S_3 observés dans la couverture des zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise (projection de Wulf, hémisphère intérieur).....	115
Fig.59.:Carte de répartition des plans de schistosité S_2 et de la linéation d'intersection S_0 - S_2 observées dans la zone d'étude (axes des plis P_2)....	118
Fig.60.:Répartition des pôles des plans de schistosité S_2 observés dans la couverture de la zone delphinohelvétique interne.....	119
Fig.61.:Répartition des pôles des plans de schistosité S_2 observés dans la couverture des zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise (projection de Wulf, hémisphère inférieur).....	119
Fig.62.:Relations entre la schistosité S_2 et la schistosité S_3 en liaison avec les plis P_2 (Pijolat, 1978).....	120
Fig.63.:Evolution d'un pli symétrique P_1 (1) vers un pli évolué (2) selon l'interprétation de Pijolat (1978).....	121
Fig.64.:Coupe du massif de la Roche Parstire.....	122

	<u>Pages</u>
Fig.65.:Carte et coupe géologiques de l'accident du Gollet intégrant les levés géologiques de la galerie E.D.F. du Gollet	124
Fig.66.:Organisation générale des substratums antéflyschs et de l'agencement des unités de la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère.....	126
Fig.67.:Schéma structural de la région de transition entre le massif cristallin de Belledonne et le massif cristallin du Mont Blanc (d'après Eltchaninoff et Triboulet, 1980, au Nord du lac de Roselend, modifié)....	129
Fig.68.:Coupe géologique générale à travers les nappes du Mont Joly et le massif du Mont Blanc réalisée à partir des cartes de Eltchaninoff et Triboulet (1980) et de Saint Gervais 1/50 000 B.R.G.M. (1977).....	130
Fig.69.:Coupe géologiques générale à travers le massif de Belledonne dans le Beaufortin.....	130
Fig.70.:Coupe géologique générale à travers le massif de Belledonne en Basse Tarentaise.....	131
Fig.71.:Coupe géologique générale à travers le massif de Belledonne en Basse Maurienne.....	131
Fig.72.:Tableau chronologique des différents épisodes tectoniques dans la zone delphino-helvétique interne, dans les zones du Niélard et des Brèches de Tarentaise.....	133
Fig.73.:Chronologie des différents épisodes tectoniques et de leurs objets structuraux ; essais de reconstitution des paléochamps de contrainte dans la zone delphino-helvétique interne, du Niélard ainsi que dans la zone des Brèches de Tarentaise à partir de l'épisode synschisteux (P_3 - S_3).....	135
Fig.74.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de Roselend.....	143
Fig.75.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de Roselette-la-Madeleine.....	143
Fig.76.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité de la Crête des Gittes.....	144
Fig.77.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité du Quermoz.....	144
Fig.78.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et $M(004)/M(002)$ dans l'unité des schistes de la Bagnaz.....	146
Fig.79.:Diagramme des paramètres cristallographiques M°_{cr} et b_0 dans les zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise.....	146

	<u>Pages</u>
Fig.80.:Estimations des paramètres métamorphiques de chaque unité des zones delphinohelvétique interne et des Brèches de Tarentaise dans le diagramme pression-température.....	147
Fig.81.:Carte générale du métamorphisme dans les zones dauphinoise, du Niélard, subbriançonnaise et des Brèches de Tarentaise (d'après Deharveng <i>et al.</i> (1987) pour les zones à flysch des Aiguilles d'Arves ; Martini (1972) pour la zone delphinohelvétique externe).....	151
Fig.82.:Carte du métamorphisme dans la zone delphinohelvétique interne et dans la zone des Brèches de Tarentaise.....	152
Fig.83.:Dédolomitisation dans une fracture.....	158
Fig.84.:Tableau résumant les générations successives de l'albite dans les faciès dolomitiques et calcitiques de la nappe de Roselette.....	159
Fig.85.:Tableau chronologique récapitulatif des structures et des minéralogies antéschisteuses à actuelles dans les faciès dolomicritiques du Trias de la nappe de Roselette.....	161
Fig.86.:Tableau récapitulatif des structures et des minéralogies antéschisteuses et actuelles dans les différents faciès dauphinois.....	161
Fig.87.:Tableau chronologique récapitulatif des événements métamorphiques dans les faciès carbonatés de la nappe de Roselette.....	168
Fig.88.:Coupes schématiques de la répartition et de l'évolution des fluides tectonométamorphiques dans les couvertures décollées.....	169
Fig.89.:Reconstitution de l'histoire diagénétique et métamorphique des grainstones et des wackestones du Lias moyen de l'unité du Niélard vue en lumière polarisée non analysée.....	174
Fig.90.:Tableau chronologique récapitulatif des événements diagénétiques et métamorphiques dans les faciès carbonatés de l'unité du Niélard (zone du Niélard).....	176
Fig.91.:Tableau récapitulatif des structures et des minéralogies originelles et actuelles dans les différents faciès carbonatés de l'unité du Niélard.....	178
Fig.92.:Colonne lithostratigraphique générale du Trias dans la zone des Brèches de Tarentaise montrant la stricte répartition des brèches tectoniques de part et d'autres des évaporites du Carnien.....	180
Fig.93.:Coupe schématique des principaux corps dolomitisés dans les calcaires de type Siaix dans la colline de Villette montrant leurs relations géométriques et leur succession.....	182
Fig.94.:Reconstitution de l'histoire métamorphique des dolomies calcaires jaunes du Lias moyen de l'unité de Moûtiers interne vue en cathodoluminescence.....	184

	<u>Pages</u>
Fig.95.:Exemple de croissances cristallines de rhomboédres de dolomite dans deux échantillons distants de dix mètres (carrière en exploitation sur le flanc Sud de la colline 805) observées en cathodoluminescence.....	185
Fig.96.:Tableau synoptique des structures et des minéralogies originelles probables et actuelles des calcaires dolomitisés puis dédolomitisés du Lias moyen de la zone des Brèches de Tarentaise.....	186
Fig.97.:Tableau synoptique des structures et des minéralogies originelles probables et actuelles des différents faciès types de la zone des Brèches de Tarentaise.....	189
Fig.98.:Tableau chronologique récapitulatif des événements métamorphiques dans les faciès carbonatés de la zone des Brèches de Tarentaise.....	190
Fig.99.:Diagramme $\partial O^{18}-\partial C^{13}$ des calcites syntectoniques dans la nappe de Roselette, dans l'unité du Niélard (zone du Niélard) et dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).....	197
Fig.100:Diagramme $\partial O^{18}-\partial C^{13}$ des matrices calcitiques des brèches calcaires du Dogger et des conglomérats du flysch priabonien dans l'unité du Niélard, des brèches calcaires supposées Dogger et des conglomérats de base du flysch de Tarentaise d'âge imprécis dans l'unité du Quermoz...	203
Fig.101:Diagramme $\partial O^{18}-\partial C^{13}$ des calcites syntectoniques dans la nappe de Roselette, dans l'unité du Niélard (zone du Niélard) et dans l'unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise), des matrices calcitiques des brèches calcaires du Dogger et des conglomérats du flysch priabonien dans l'unité du Niélard, des brèches calcaires supposées Dogger et des conglomérats de base du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz.	206
Fig.102:Coupes-temps comparées entre la zone delphinohelvétique interne et le domaine pennique externe (zone du Niélard et zone des Brèches de Tarentaise).....	210
Fig.103:Reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques des domaines germanique et alpin au Trias, de la paléomarge européenne du rift téthysien au Lias et au Dogger-Malm inférieur.....	212
Fig.104:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Trias p.p.....	214
Fig.105:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Rhétien.....	214

	<u>Pages</u>
Fig.106:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Lias inférieur.....	214
Fig.107:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Lias moyen.....	215
Fig.108:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Lias supérieur et à l'Aalénien.....	215
Fig.109:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Bajocien-Bathonien.	216
Fig.110:Reconstitution paléogéographique entre le bassin dauphinois (zone delphinohelvétique interne) et la plate-forme du môle briançonnais (zones des Brèches de Tarentaise et du Niélard) au Callovo-Oxfordien..	216
Fig.111:Comparaison entre les différentes successions lithostratigraphiques du flysch des Aiguilles d'Arves (a) et du flysch de Tarentaise (b).....	218
Fig.112:Carte paléogéographique de la mer alpine priabonienne.....	220
Fig.113:Carte paléogéographique de la mer alpine à l'Oligocène inférieur à moyen.....	220
Fig.114:Essai de coupes, transversalement au bassin de la mer priabonienne et de la mer oligocène contemporaine des structurations internes.....	221

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

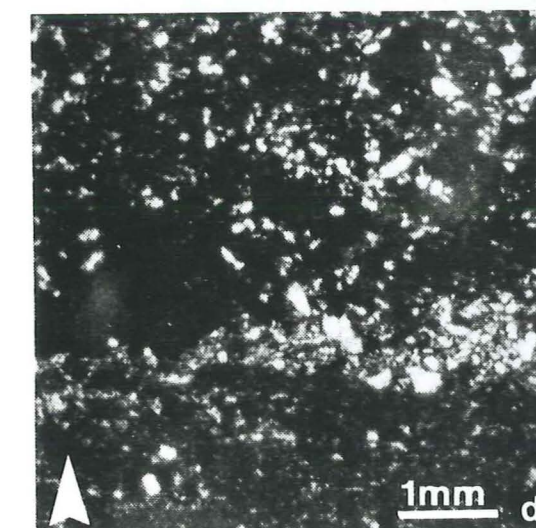
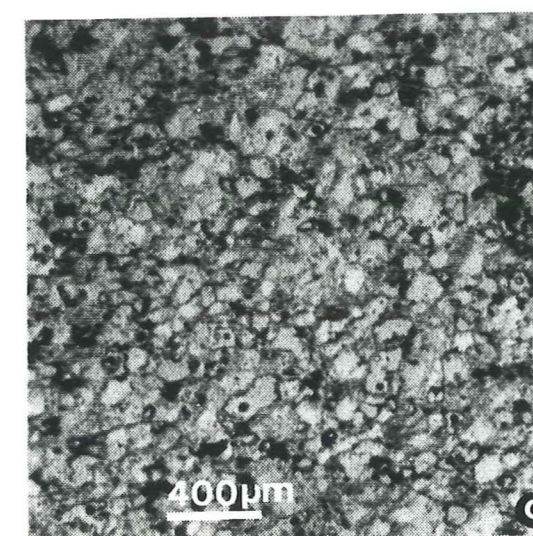
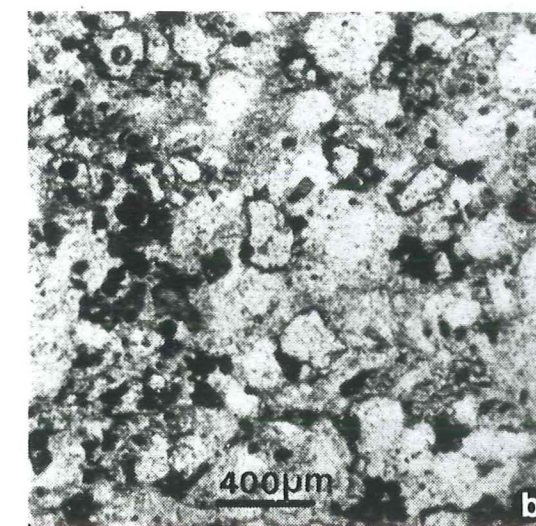
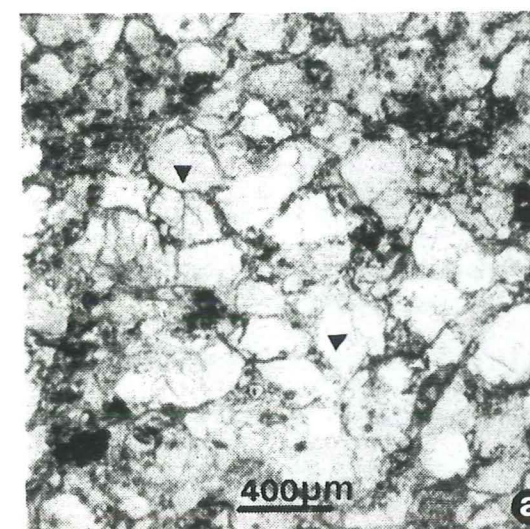


PLANCHE 1

LE TRIAS TEGUMENTAIRE DE LA ZONE DAUPHINOISE

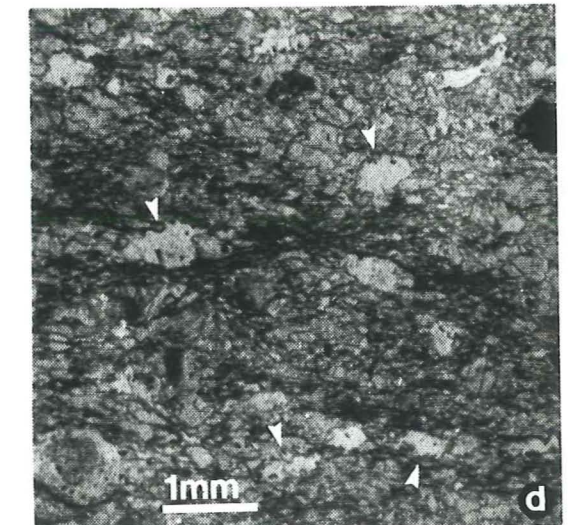
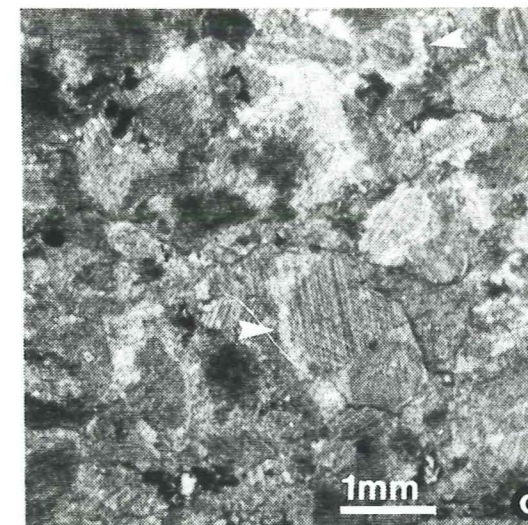
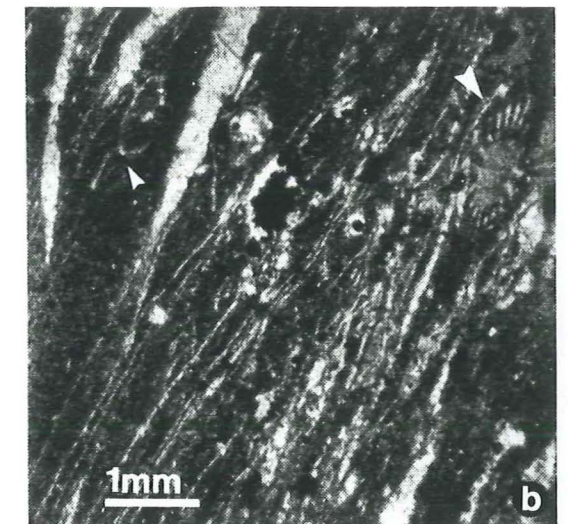
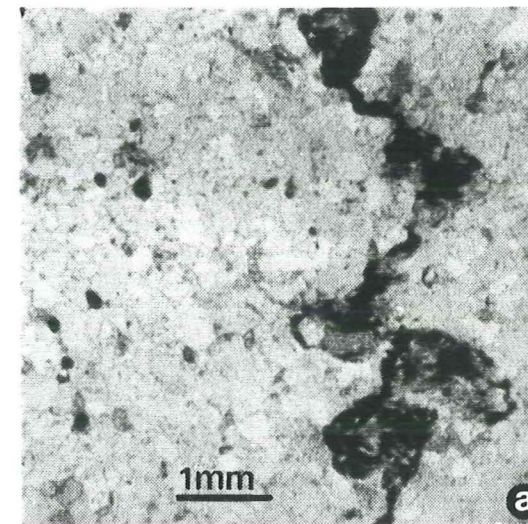
- a Grès grossier mal classé (Trias gréseux du col du Pré).
Grains anguleux à subarrondis de quartz à bordures corrodées et fracturés (triangles) dans une matrice phyllitoquartzeuse réduite.
Lumière polarisée non analysée.
- b Quartzite à quartz roses (Trias du col du Pré).
Les grains détritiques de quartz qui n'ont pas été préalablement enduits d'oxydes se fondent dans un ciment quartzueux développé. Lumière polarisée non analysée.
- c Grès fin bien classé (Trias gréseux du col du Pré).
Grains détritiques de quartz subarrondis noyés dans un ciment quartzueux microcristallin développé; les bordures des grains sont souvent affectées par des figures de dissolution (golfs de corrosion) intergranulaires (flèches).
Lumière polarisée non analysée.
- d Dolomie gréseuse à silteuse (Trias tégumentaire du col de la Louze).
Les grains de quartz détritiques sont dispersés dans la matrice dolomicrocritique ou regroupés en horizons discontinus soulignant la stratification générale de ces dolomies.
Lumière polarisée non analysée.

PLANCHE 2

LE TRIAS DECOLLE ET LE LIAS DE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- a Grès fin quartzeux du Rhétien (unité de Roselette-La Madeleine, route menant de la Thuile à Combelouvière).
Grains détritiques de quartz subarrondis à arrondis, bien classés, de 0,1 à 0,2 mm de diamètre, jointifs; cette photographie présente un joint stylolithique continu souligné d'oxydes dans ces grès fins quartzeux.
Lumière polarisée non analysée.
- b Calcschistes à lits calcaires lumachéliques, passage du Rhétien à l'Héttangien (unité de Roselette-La Madeleine, route menant de la Thuile à Combelouvière).
Niveau lumachelique renfermant des radioles (grande flèche), des débris de lamellibranches et de gastéropodes (petite flèche).
Lumière polarisée non analysée.
- c Calcaires à entroques du Sinémurien (unité de la Crête des Gittes, le Biolley).
Certains débris de crinoïdes sont bordés d'un ciment sparitique syntaxique (flèches).
Lumière polarisée non analysée.
- d Calcaires gréseux du Bajocien-Bathonien (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand).
Grains détritiques de quartz subarrondis à arrondis souvent microcristallins à bordures corrodées (flèches) noyés dans une matrice microsparitique sombre; par ailleurs, la naissance d'un litage tectonique est matérialisée par l'alignement des phyllites détritiques ou néoformées associées à du quartz microcristallin synmétamorphe de 0,05 à 0,1 μm de diamètre (triangles).
Lumière polarisée non analysée.

PLANCHE 2



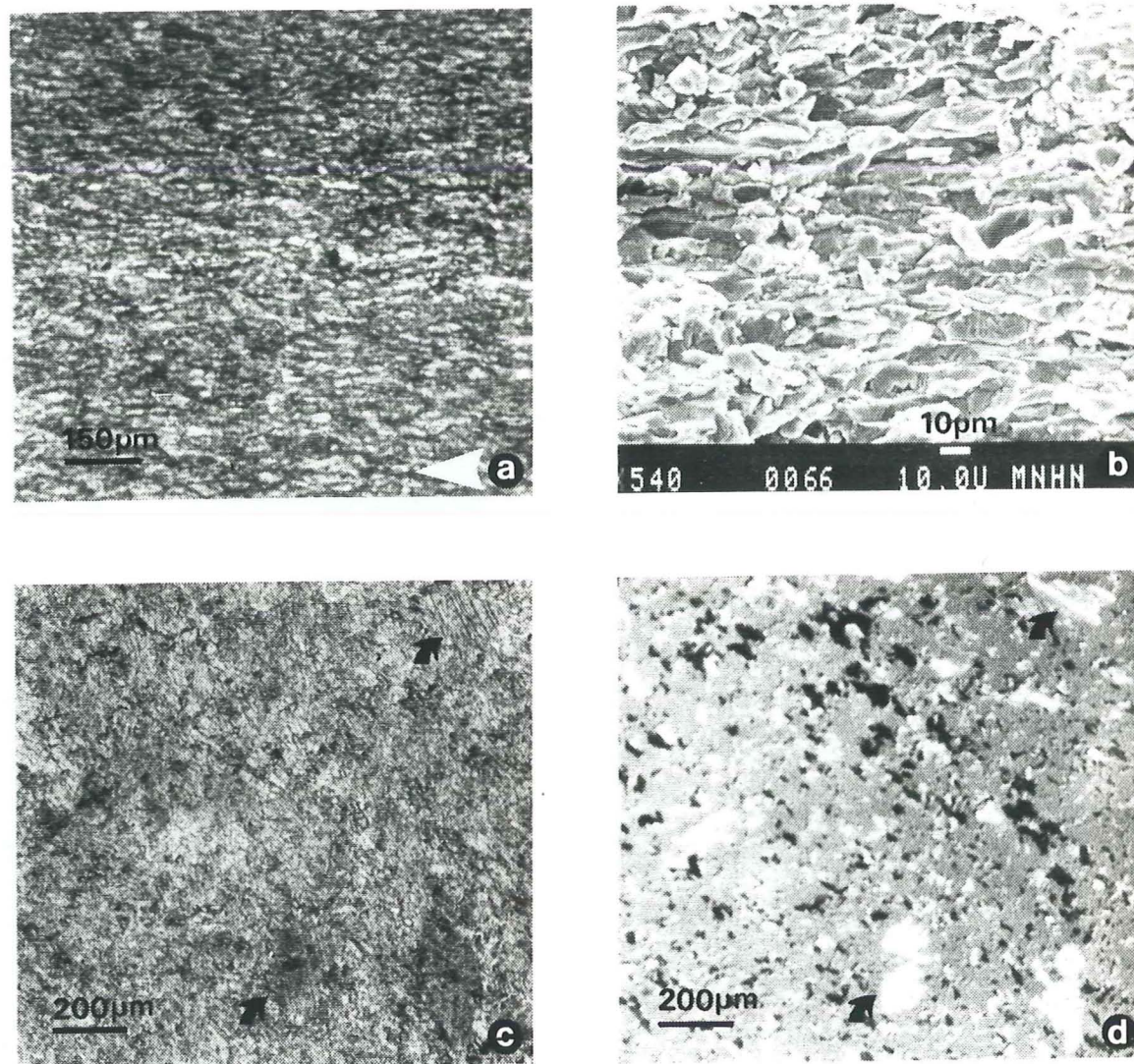


PLANCHE 3

CALCAIRES EN PLAQUETTES DU TITHONIQUE

- a Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand). Sparite orientée dans la direction du plan de la schistosité pénétrative principale (S_2) (flèche). Lumière polarisée non analysée.
- b Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand). Sparite formée de grains anhétraux allongés de 10 à 50 μm orientés dans la direction du plan de la schistosité pénétrative principale (S_2) ; la structure est engrenée. Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- c,d Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand). Nombreux débris de saccocomidés révélés en cathodoluminescence (d, flèche); en lumière polarisée non analysée (c), les débris sont difficilement identifiables; ils sont formés d'une plage sparitique à nombreux clivages originels encore perceptibles.

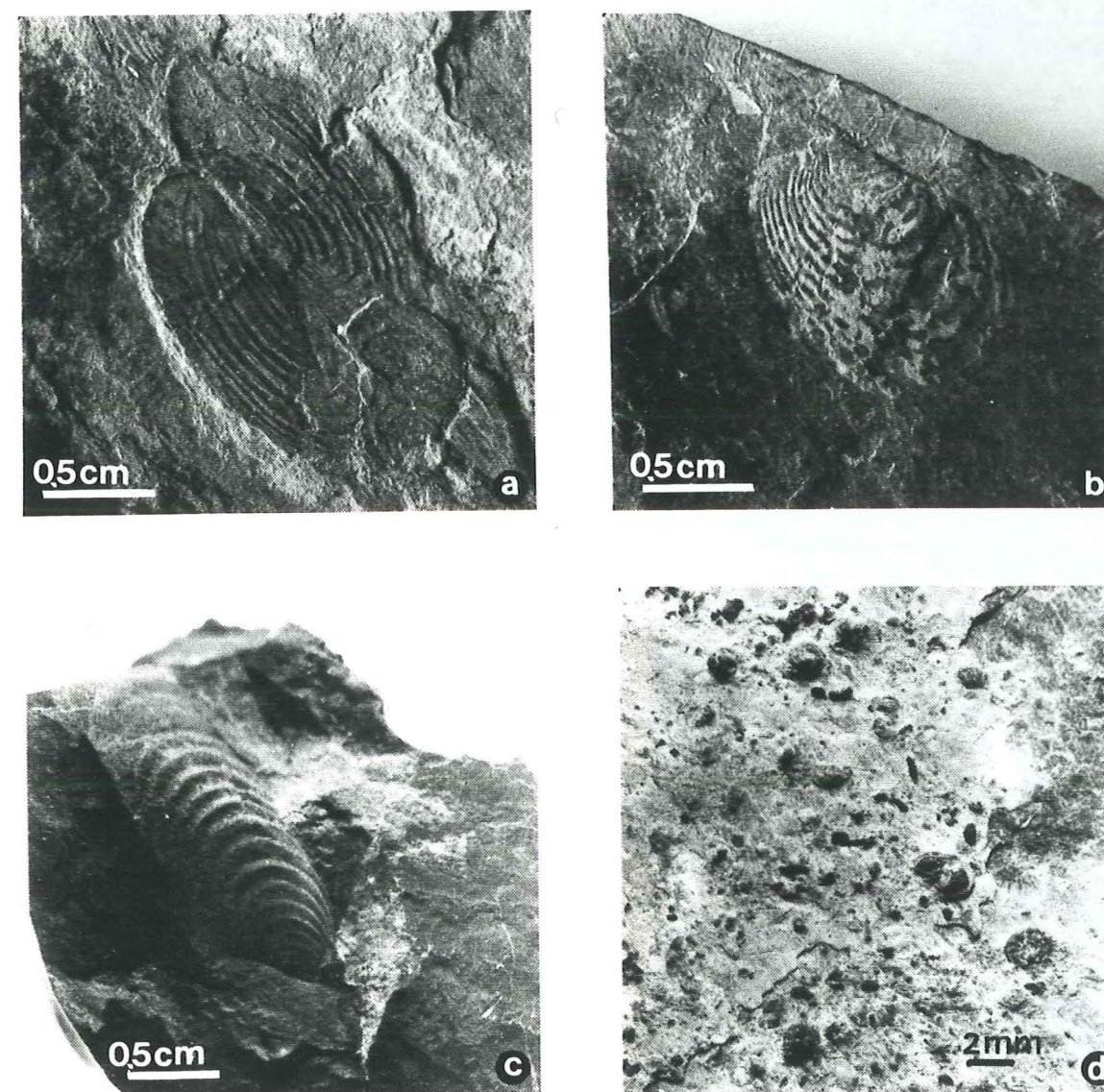


PLANCHE 4

FAUNE ET MICROFAUNE DE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- a,b *Bositra buchii*, (Roemer); calcschistes bruns du Toarcien supérieur? (unité de Saint Jacques, flanc occidental du Cheval Noir).
- c *Bositra buchii*, (Roemer); nodule silicoalumineux de l'Aalénien (unité de la Crête des Gittes, chalet à 1 km au NNE du lac de la Thuile).
- d *Nummulites* sp. sur une surface des calcaires schisteux du Priabonien (unité du Rocher du Vent, D 217 entre le lac de Roselend et le plan de la Lai).

PLANCHE 5

PALEOSOLS PERMIEN DE L'UNITE DE CREVE-TETE

- a,b Crôutes calcitiques dans les schistes permiens (unité de Crève-Tête, col du Gollet).
 a En lumière polarisée non analysée, on observe un niveau sparitique hétérogène à grands cristaux et à îlots micritiques entourés d'une frange sparitique.
 b En cathodoluminescence, la matrice sparitique apparaît orangé vif à contours intercrystallins jaune vif; les grands cristaux de sparite épars ou entourant les îlots micritiques ont une couleur brun noir ou possèdent des séquences centripètes de zone brun clair à jaune orangé vif; les îlots de micrite (silt?) sont orangé sombre en leur centre et jaune vif sur leur bord.
- c,d Crôutes calcitiques dans les schistes permiens (unité de Crève-Tête, col du Gollet).
 Minces horizons de sparite possédant des couleurs lumineuses variées: brun sombre, brun orangé sombre, orangé sombre, orangé à jaune vif.
 Ces horizons sont parfois séparés par de la sparite zonée (flèche).
 Les séquences de zones alors mises en évidence sont subparallèles aux lits sparitiques et sont symétriques de part et d'autre des bords avec une croissance originelle centripète.
 Lame mince orientée.
 c Lumière polarisée non analysée.
 d Cathodoluminescence.
- e,f Ciments sparitiques dans les zones d'ombre de pression dans les schistes permiens (unité de Crève-Tête, col du Gollet).
 Dans les zones fortement déformées, les zones d'ombre de pression sont remplies de sparites syntectoniques de couleur lumineuse brun clair à jaune vif (a,b,c).
 e Lumière polarisée non analysée.
 f Cathodoluminescence.

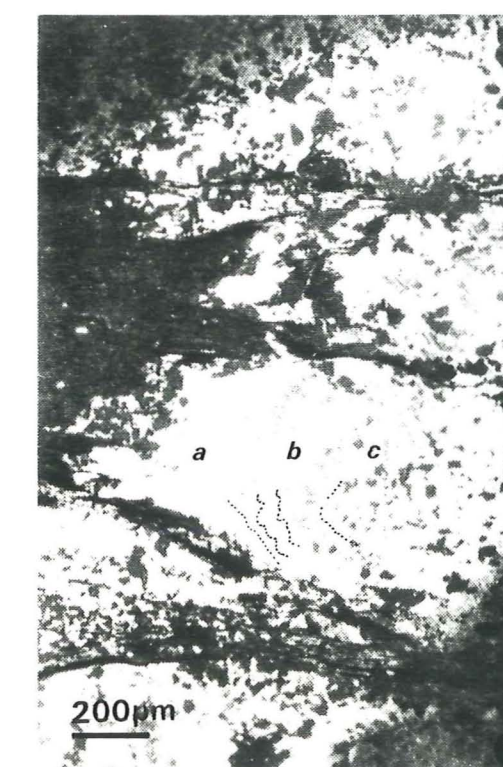
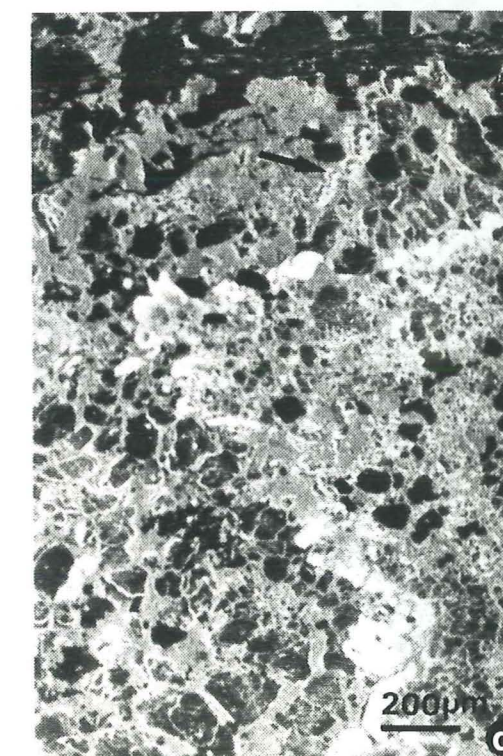
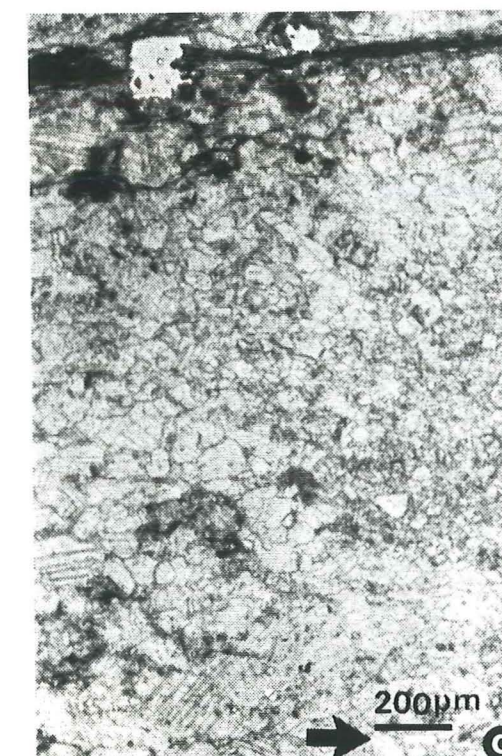
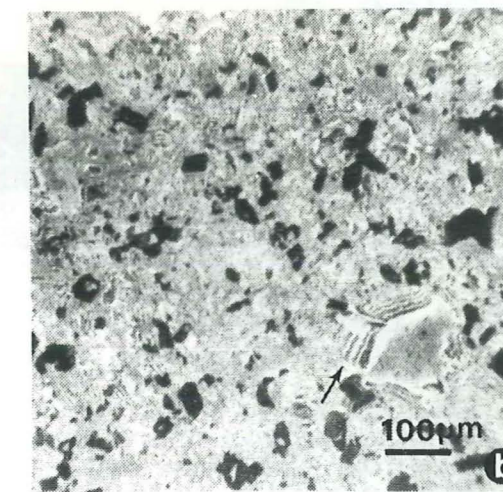
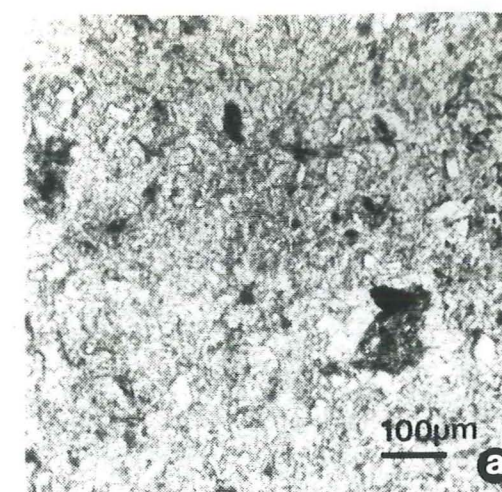


PLANCHE 6

LE LIAS INFÉRIEUR DE LA ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE

- a,b Calcaire gris noir à oolites ferrugineuses (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Oolites phylliteuses dans une matrice microsparitique et présentant des nucléus variés souvent formés d'un grain de quartz, d'un débris d'entroque ou plus rarement d'un radiole d'oursin (photographie a, flèche).
Quelques oolites sont cassées (photographie b, flèches) démontrant ainsi leur origine allochtone.
Lumière polarisée non analysée.
- c Calcaire gris noir à oolites ferrugineuses (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Oolite phylliteuse possédant *involutina* sp. comme nucléus.
Lumière polarisée non analysée.
- d Calcaire gris noir du Sinémurien (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Sections de divers brachiopodes sur une surface patinée.
On peut reconnaître notamment une section de *Spiriferina* sp. (triangle).
- e,f Calcaire gris noir du Sinémurien (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Oolites phylliteuses déformées.
e Lumière polarisée non analysée.
f Cathodoluminescence.

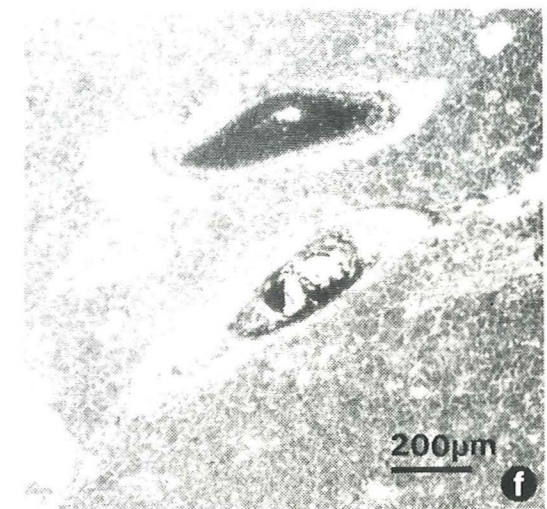
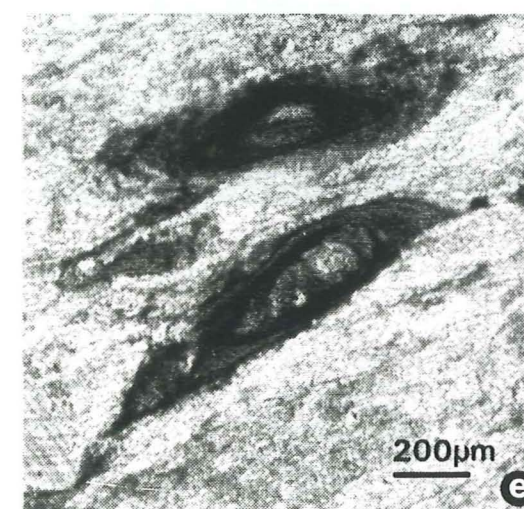
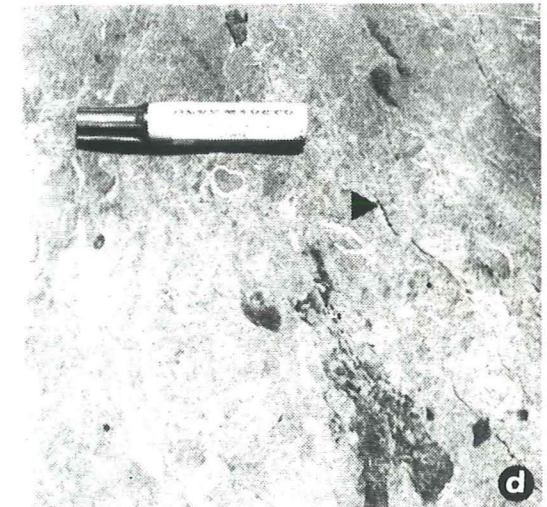
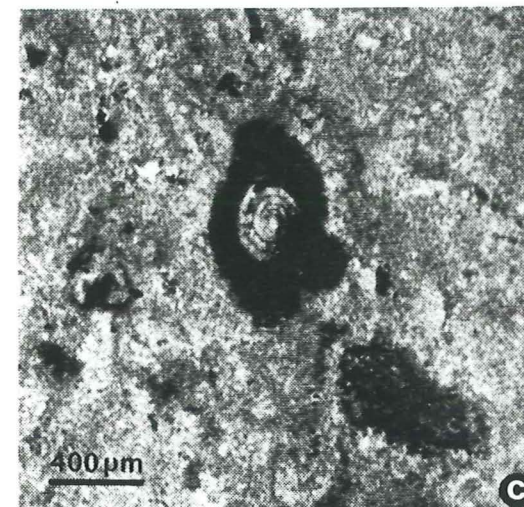
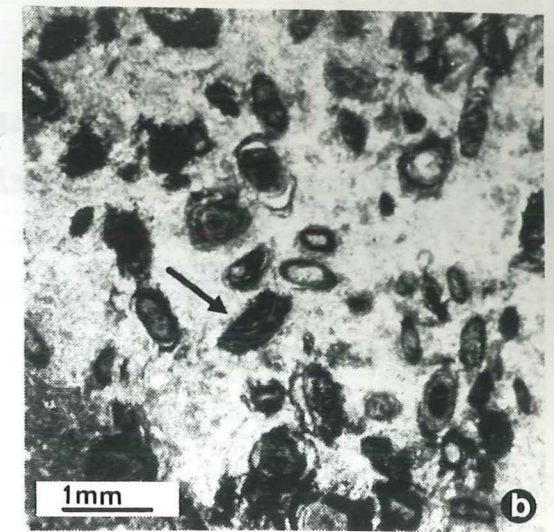
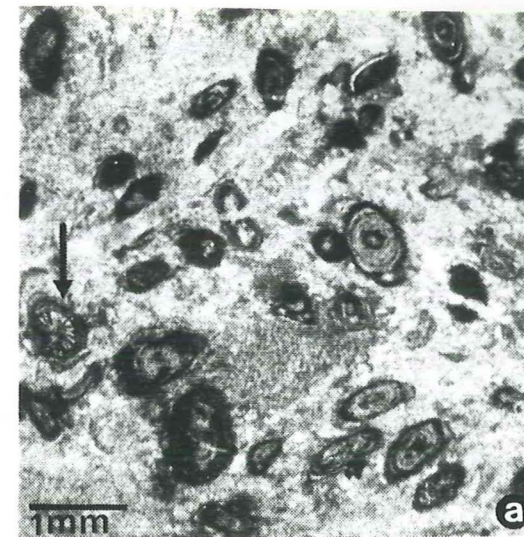


PLANCHE 7

NIVEAU CONDENSE DANS LES CALCAIRES DE TYPE SIAIX DU LIAS MOYEN

a,b niveau condensé dans les calcaires de type Siaix (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).

On observe en série inverse de haut en bas:

1: schistes vert pâle;

2: niveau condensé à nodules au sommet stratigraphique;

3: calcaire dolomitique jaune;

la flèche indique la polarité de la coupe en série inverse.

c,d Microstructures du niveau condensé dans les calcaires de type Siaix (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).

Ancien tapis algaire à lamines fines phylliteuses séparées par des lits d'oxydes à muscovites néoformées; ces tapis sont associés à des oolites phylliteuses et à des oncoïdes (photographie d).

Les flèches indiquent le sommet stratigraphique.

Lumière polarisée non analysée.

PLANCHE 7

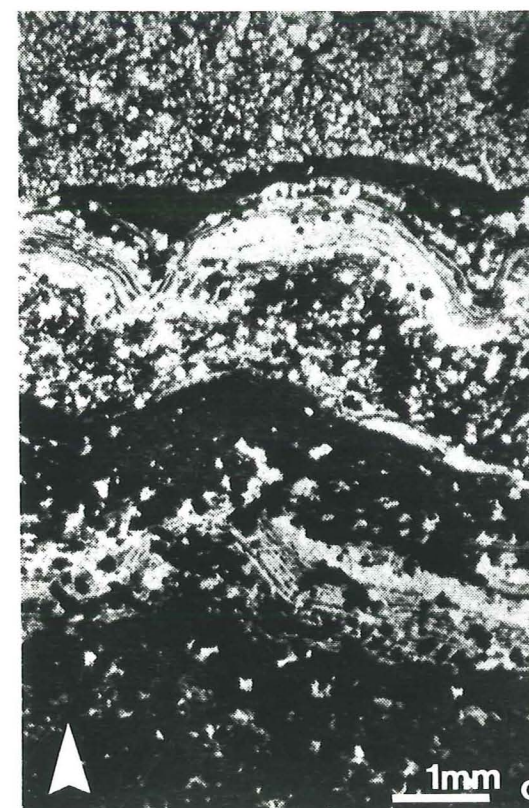
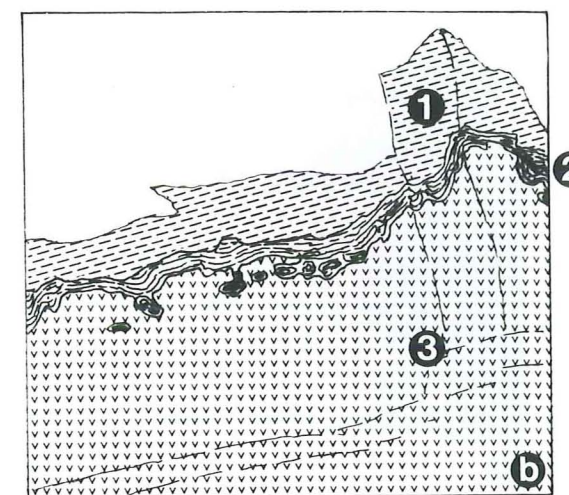
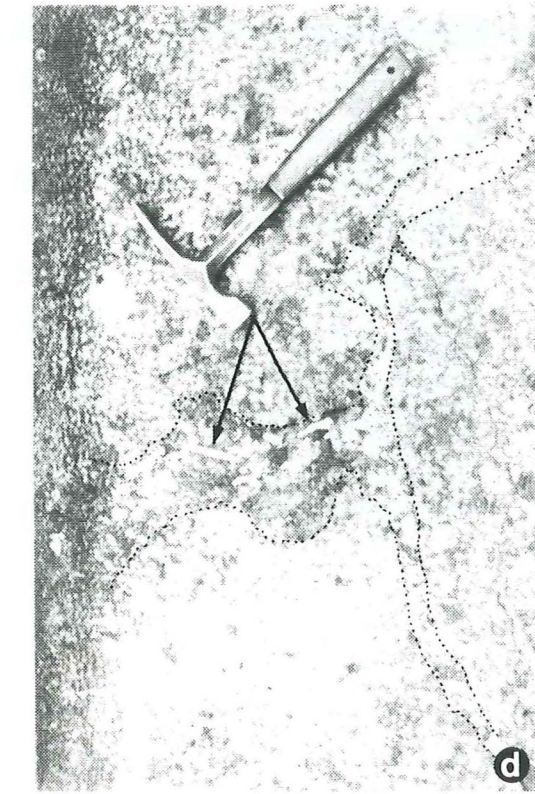
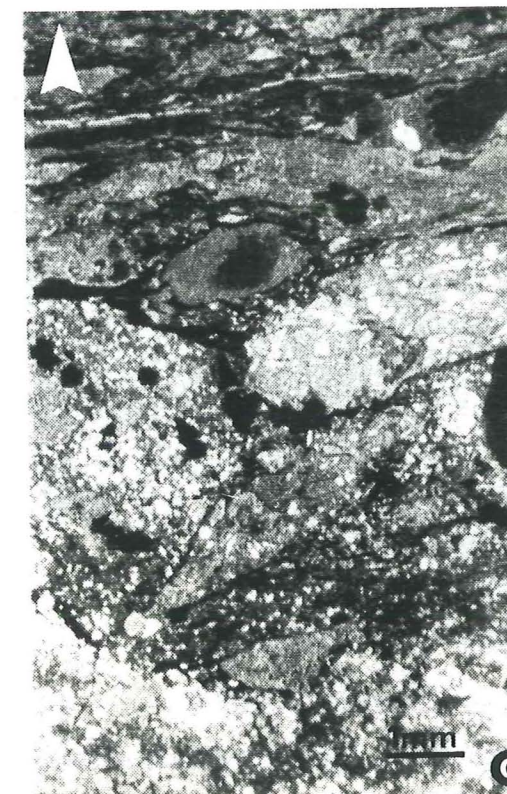
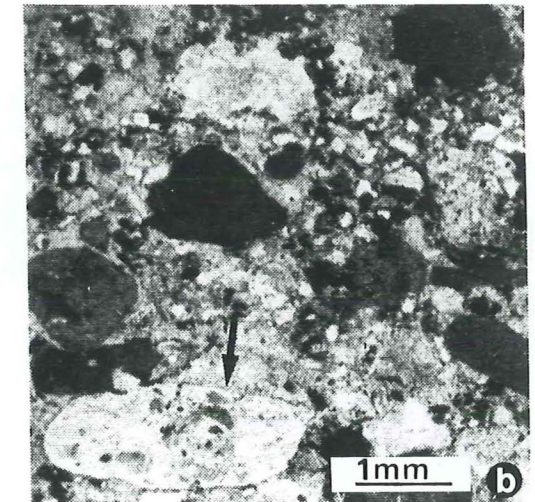
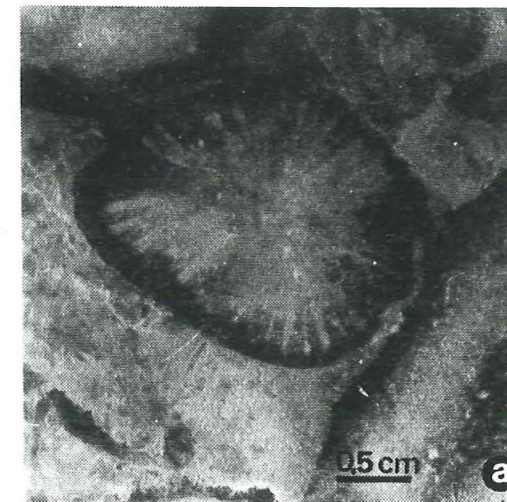


PLANCHE 8

FAUNE DU LIAS MOYEN ET NIVEAUX CONDENSES DANS LES CALCAIRES DE TYPE VILLETTE

- a *Thecosmilia* sp. (calcaires de type Siaix du Lias moyen, les Chapieux)
Détermination G. Gill, M.N.H.N..
- b niveau phosphaté et ferrugineux du passage de la Légette (unité du Quermoz).
Crôte ferrugineuse et phosphatée à galets dolomitiques et phosphatés (flèche) à débris de microfaune;
la matrice contient de petits grains de quartz détritiques subarrondis.
Lumière polarisée non analysée.
- c niveau condensé dans les calcaires de type Villette (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).
Crôte ferrugineuse à galets dolomitiques, ferrugineux intraformationnels.
Lumière polarisée non analysée, lame mince orientée.
- d niveau condensé dans les calcaires de type Villette (unité de Moûtiers interne, mur de soutènement de la ligne S.N.C.F. Môtiers en Tarentaise-Bourg Saint Maurice à la sortie N.E. du tunnel de la colline de Villette).
Des filons sédimentaires (soulignés en pointillés noirs) contiennent de nombreux galets millimétriques subarrondis de dolomicrites blanches à jaunes du Trias associés à d'abondants débris de Belemnites (flèches).



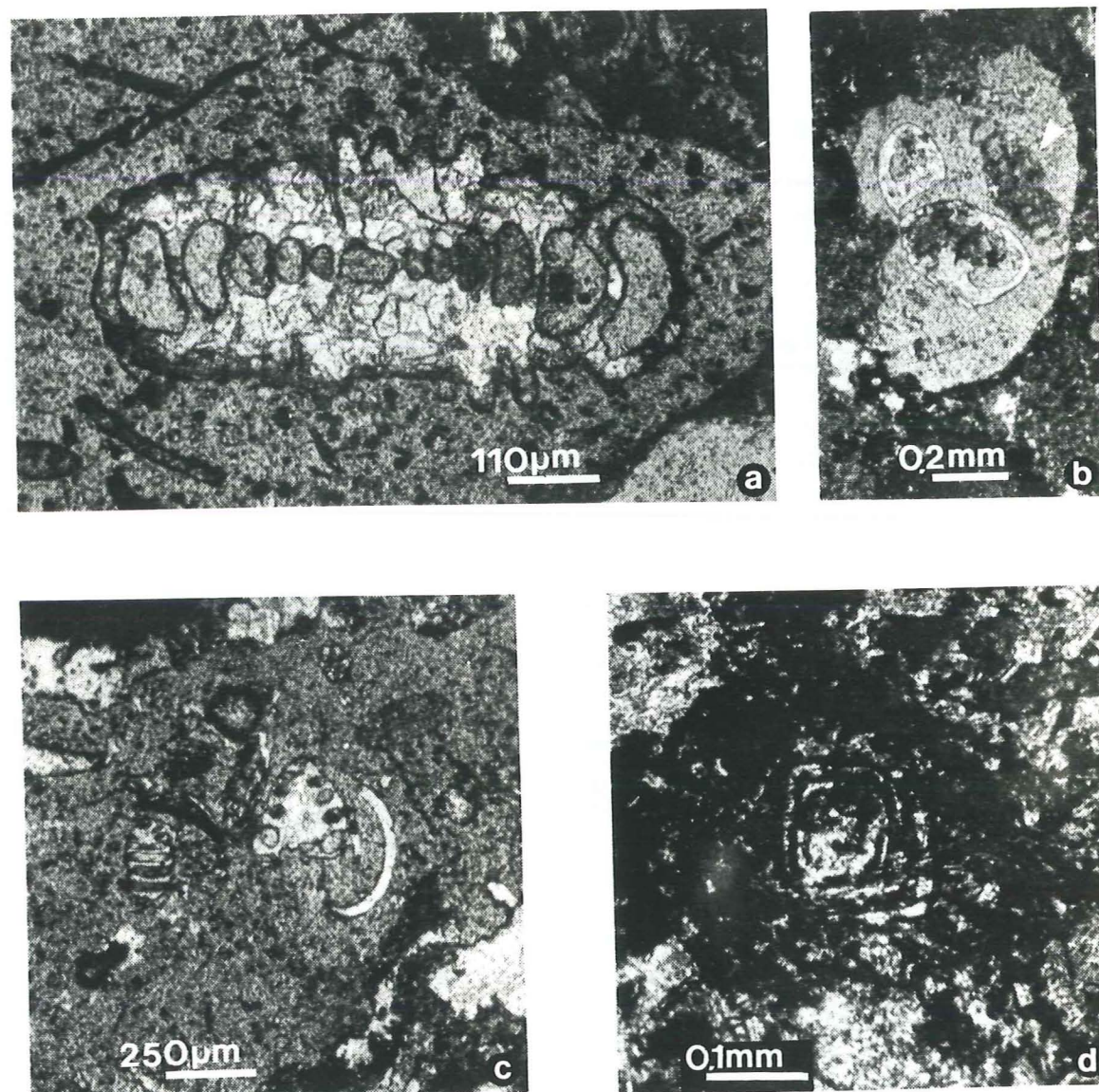


PLANCHE 9

MICROFAUNE DU NIVEAU PHOSPHATE DU PASSAGE DE LA LEGETTE

- a *Involutina liassica* (Jones) dans les galets phosphatés du niveau phosphaté et ferrugineux du passage de la Légette (unité du Quermoz).
Lumière polarisée non analysée.
- b *Involutina liassica* (Jones) dans les galets phosphatés du niveau phosphaté et ferrugineux du passage de la Légette (unité du Quermoz).
Lumière polarisée non analysée.
- c *Trocholina* sp. dans la matrice du niveau phosphaté et ferrugineux du passage de la Légette (unité du Quermoz).
Lumière polarisée non analysée.
- d *Lenticulina* sp. dans la matrice du niveau phosphaté et ferrugineux du passage de la Légette (unité du Quermoz).
Lumière polarisée non analysée.

Déterminations de R. Wernli, Université de Genève.

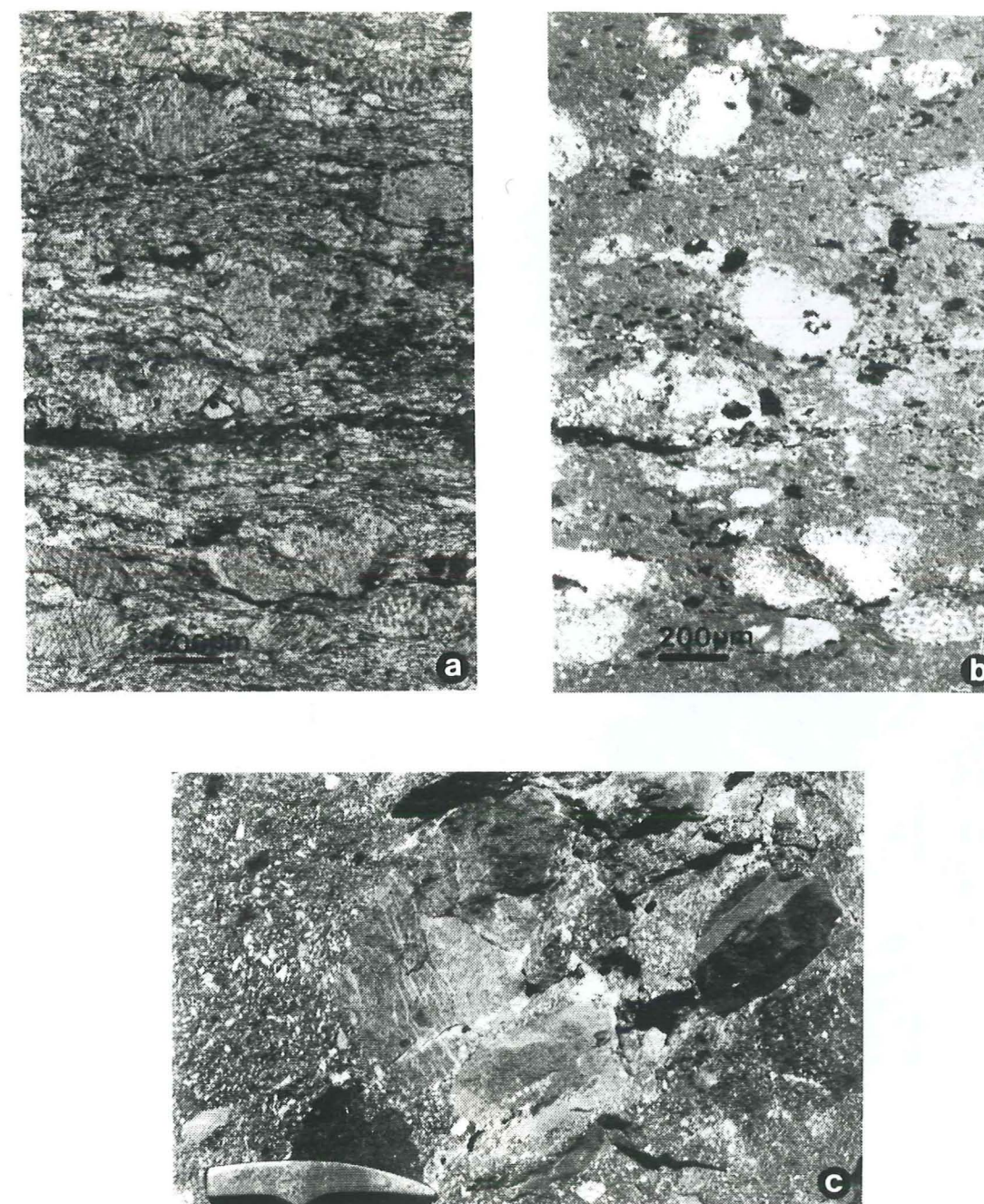


PLANCHE 10

SERIE DETRITIQUE DE TARENTEISE

- a,b Calcaires gréseux de la base de la série détritique du flysch de Tarentaise (unité de Moûtiers externe, Cornet de Roselend).
L'observation en cathodoluminescence révèle les structures internes de débris d'échinodermes remaniés de couleur cathodoluminescente jaune orangé vif tandis que le quartz microcristallin de remplacement apparaît brun foncé peu luminescent.
(a Lumière polarisée non analysée).
- c Microbrèches calcaires du Dogger à blocs de calcaires noirs et de dolomies beiges (unité du Niélard, pointe du Petit Niélard).

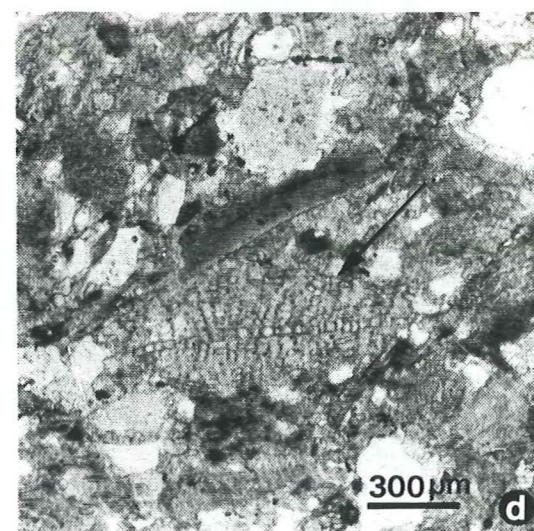
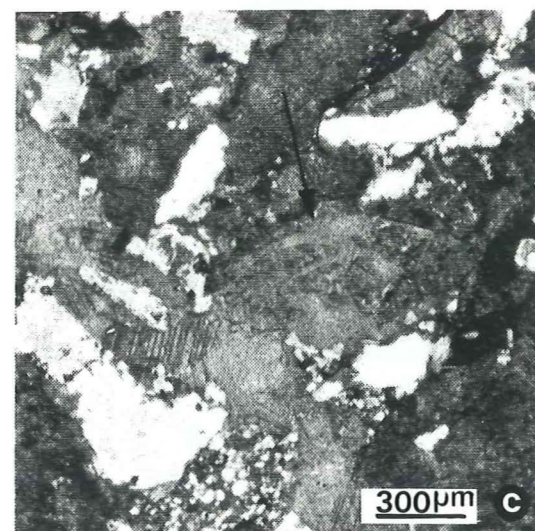
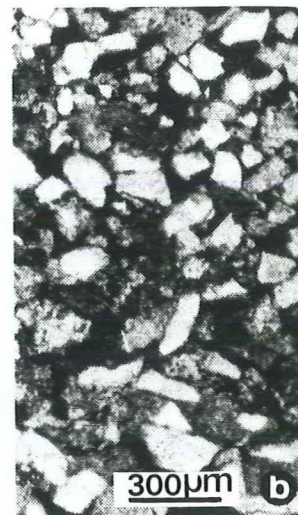


PLANCHE 11

FLYSCH DU NIELARD

- a Microconglomérats calcaires à éléments de socle cristallin très abondants, de galets de dolomies jaunes à gris fréquents et de calcaires noirs peu fréquents.
(unité du Niélard, pointe du Petit Niélard).
- b Grés calcaires micacés à grains de quartz anguleux à subarrondis dans une matrice calcaréo-phylliteuse peu développée.
(unité du Niélard, la Mouettaz).
Lumière polarisée non analysée.
- c débris de *Nummulites* sp. (flèche) dans les microconglomérats polygéniques.
(unité du Niélard, la Mouettaz).
Lumière polarisée non analysée.
- d *Orbitoides* sp. (flèche) dans les microconglomérats polygéniques.
(unité du Niélard, la Mouettaz).
Lumière polarisée non analysée.

détermination de F.Mougin, Université de Savoie.

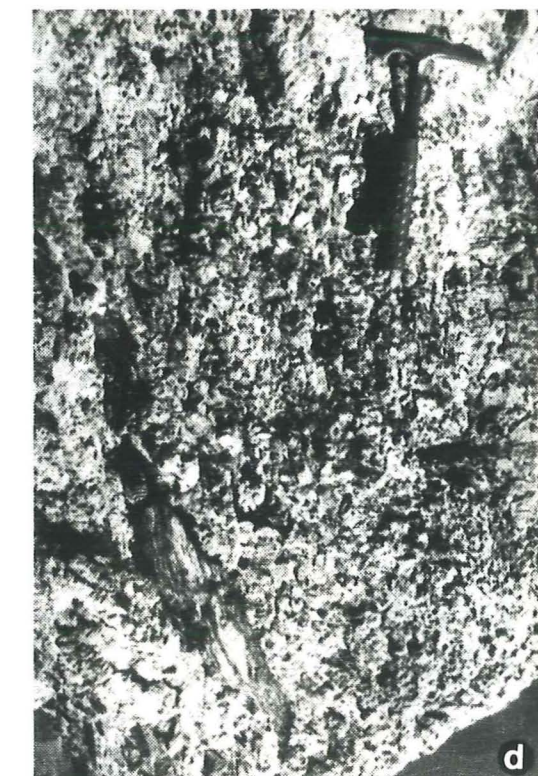
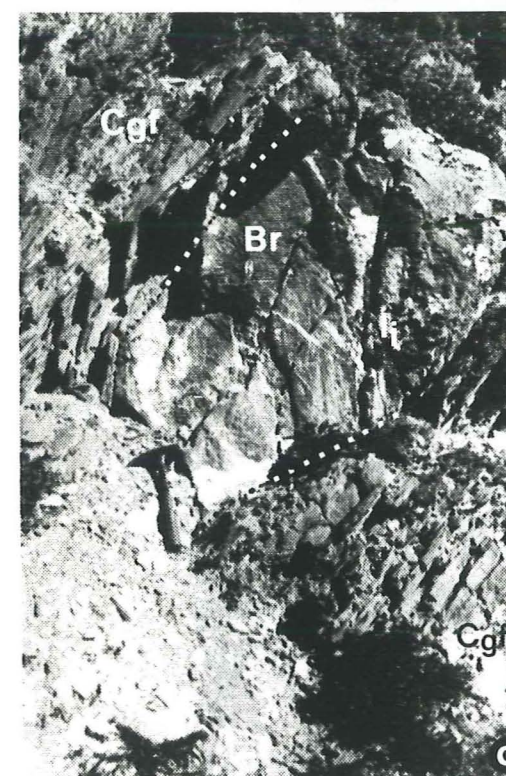


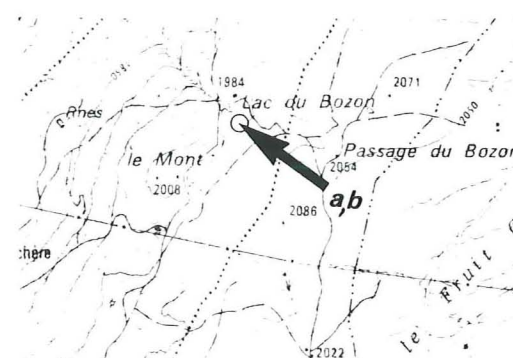
PLANCHE 12

SERIES DETRITIQUES DE LA ZONE DES BRECHES DE TARENDAISE

- a Conglomérats calcaires des brèches du Quermoz (Dogger) à éléments dolomitiques jaunes à gris prédominants, calcaires gris à noirs fréquents.
(unité du Quermoz, Quermoz).
- b Calcaires gréseux des conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Quermoz).
- c Microconglomérats et calcaires gréseux des conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, chemin menant du Boullissoire à la Bagnaz).
Un olistolithe complexe est composé en partie de brèches du Quermoz (dogger) (Br) et d'un olistolithe de calcaire spathique noir du Lias inférieur (Li).
- d Conglomérats de base du flysch de Tarentaise à nombreux débris de micaschistes et de gneiss variés (unité du Quermoz, la Faverge).

PLANCHE 13
FLYSCH DE TARENTEISE

- a,b Discordance des microconglomérats gréseux du flysch de Tarentaise à nombreux débris de micaschistes et de gneiss variés (2) reposant sur les conglomérats calcaires des brèches du Quermoz (Dogger) à éléments dolomitiques jaunes à gris prédominants, calcaires gris à noirs fréquents. (unité du Quermoz, lac du Bozon).
- c Microconglomérats gréseux du flysch de Tarentaise, dolomitiques à filons de quartz et d'oligiste micacé à la base (Cgf) reposant en discordance sur les schistes zinzolins de la Bagnaz (Permien) (rh).
- d Séquences positives métriques dans les conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité de Moûtiers externe, chemin de Montgirod au passage du Bozon) montrant de bas en haut: on a de bas en haut:
 - des poudingues ou des brèches calcaires en bancs décimétriques à éléments centimétriques plus rarement décimétriques ou métriques ravinant la série antérieure et évoluant vers le haut vers des microconglomérats;
 - des calcaires gréseux puis silteux et des calcschistes et des schistes noirs couronnés au sommet par la série positive suivante (trait discontinu noir).



0 500 m.

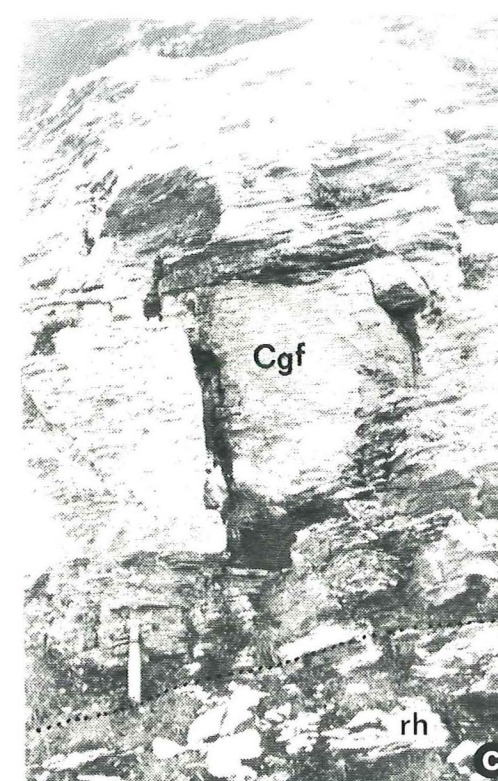
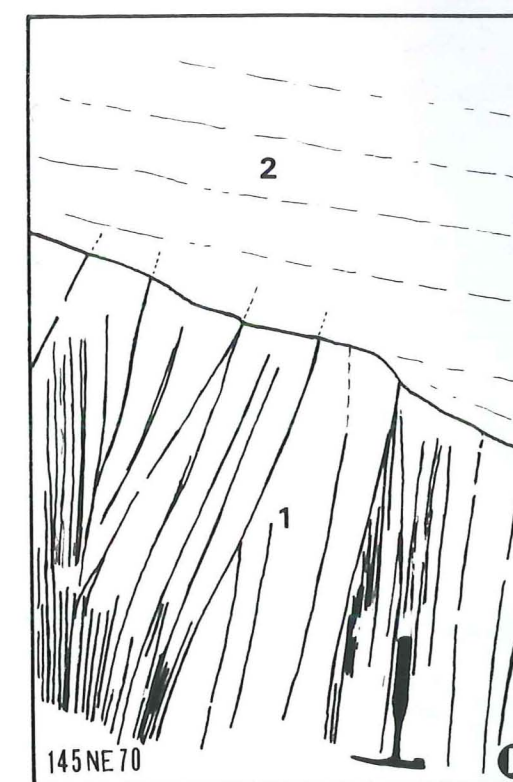


PLANCHE 14

SCHISTOSITE DE FLUX (S_2) ET DEFORMATIONS ASSOCIEES DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- a** Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand). Sparite orientée dans la direction du plan de la schistosité pénétrative principale (S_2) (triangle); un débris de saccocomidés a réalisé une rotation antihoraire dans la direction du plan de la schistosité pénétrative créant des zones de pression à petits cristaux de microsparite et des zones d'ombre de pression à remplies d'une sparite de ciment à gros cristaux. Lumière polarisée non analysée.
- b** Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand). Sparite formée de grains anhétraux allongés de 10 à 80 μm orientés dans la direction du plan de la schistosité pénétrative principale (S_2) (flèche); la structure est engrenée. Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- c,d** Calcaires schisteux du Lias inférieur (nappe supérieure du Mont Joly, col du Pré). Halos et demi-halos allongés dans la direction du plan de la schistosité pénétrative principale (S_2) (flèches) autour de minéraux opaques insolubles. Lumière polarisée non analysée.

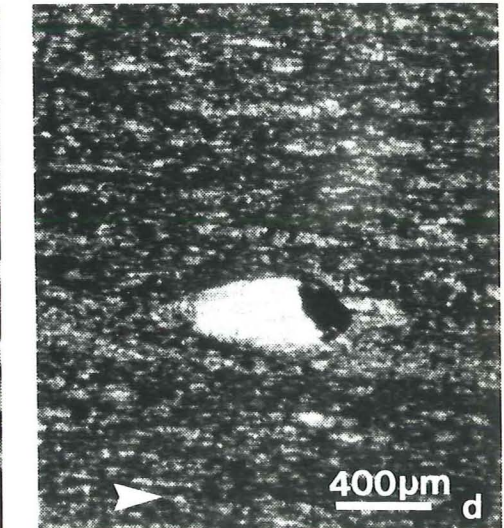
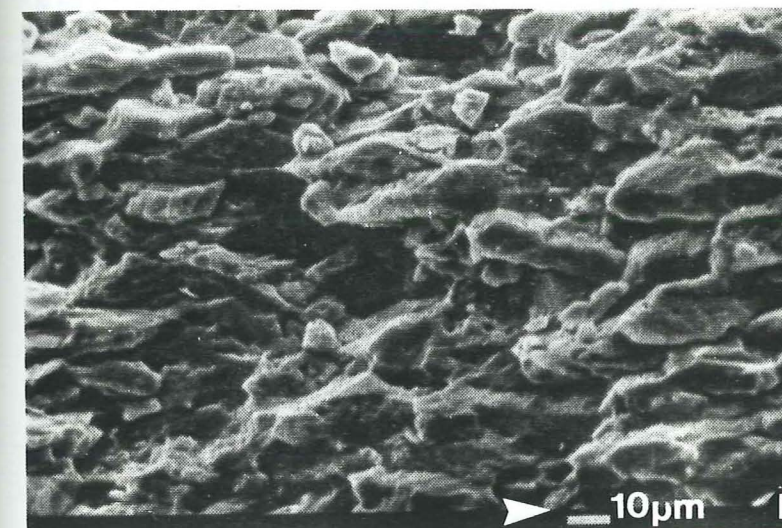
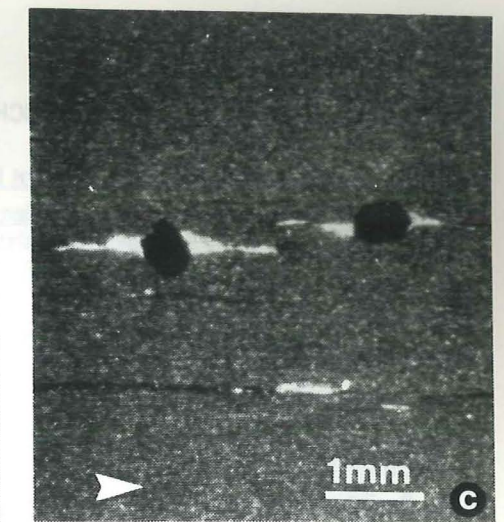
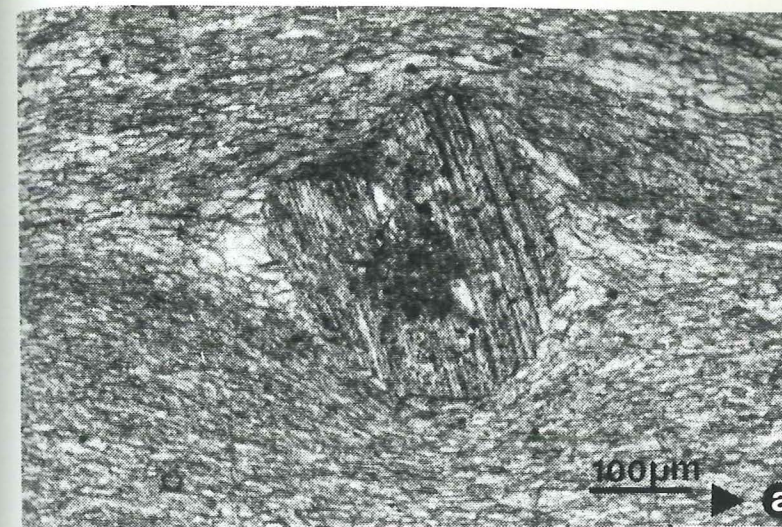


PLANCHE 15

SECOND EVENEMENT SYNCHISTEUX (P_3, S_3) DANS LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- a Plis synschisteux P_3 affectant la schistosité de flux S_2 soulignée par des lits de calcites syntectoniques (calcschistes du Callovo-oxfordien de l'unité du Rocher du Vent, talu de la route D217 sous le Roc Biolley). Le second événement synschisteux possède des plis P_3 et une schistosité peu pénétrative S_3 liée à une crénulation.
- b Pli P_3 à schistosité de plan axial (S_3) liée à une crénulation, armé de bancs de calcaires schisteux de calcschistes schistosés lors du premier événement synschisteux S_2 (S_{0-2}) (calcschistes du callovo-oxfordien de l'unité du Rocher du Vent, passage du Miraillet).
- c,d Divers aspects de la schistosité (S_3) plus ou moins développée uniquement dans les niveaux schisteux: (calcaires et calcschistes (unité de Roselette-La Madeleine, col de la Louze). Lumière polarisée non analysée.
- e,f Détail de la charnière d'un pli P_3 dans les calcaires gréseux du Bajocien-Bathonien (unité de Roselend, vallée de la Grande Maison).
Le plan axial virtuel du pli est matérialisé par le trait noir de la figure f.
=1= Alignement de phyllites dans le plan de la schistosité de flux (S_2) associé à un ciment sparitique syntectonique; ces éléments syntectoniques de la première génération sont plissés dans les structures de seconde génération.
=2= Sparite en fibres d'extension syntectoniques contemporaine du plissement P_3 .
Tandis que les flancs, perpendiculaires à la direction de raccourcissement principal, subissent un écrasement synschisteux considérable, les charnières des plis s'ouvrent et les vides synschisteux sont comblés par des ciments. Lumière polarisée non analysée.

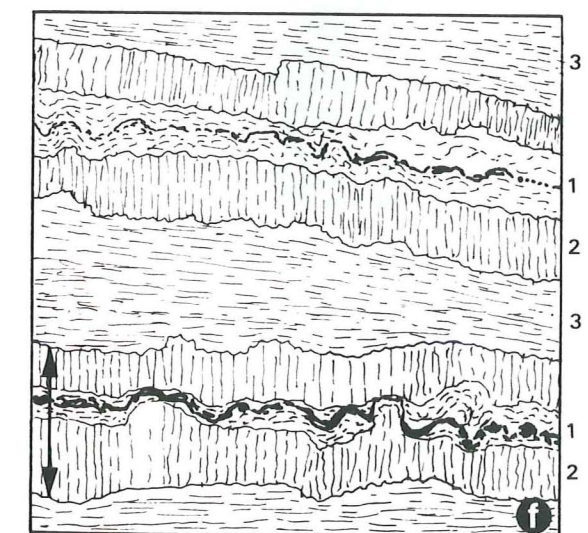
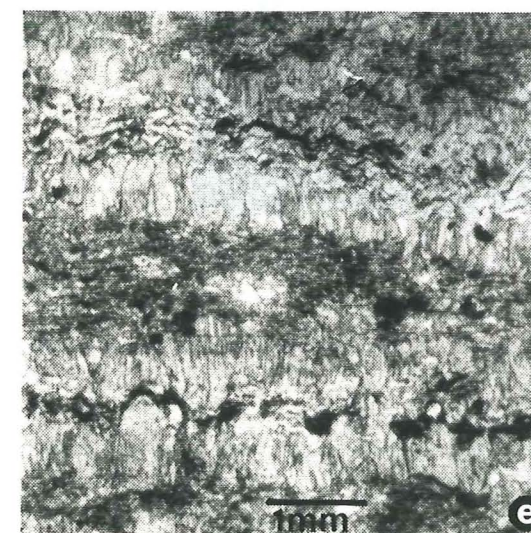
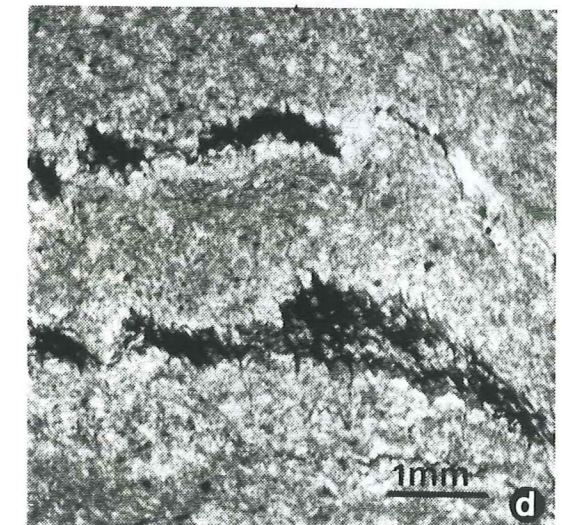
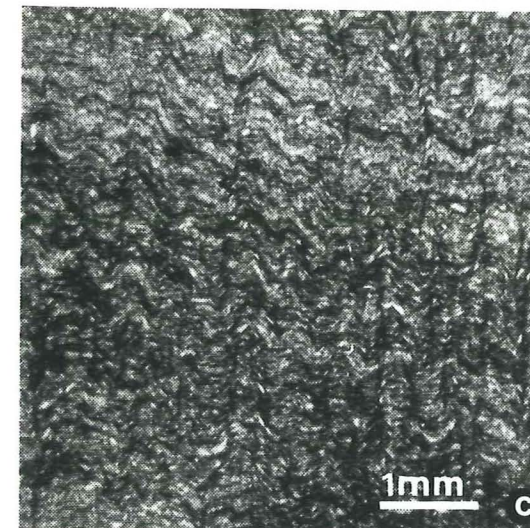
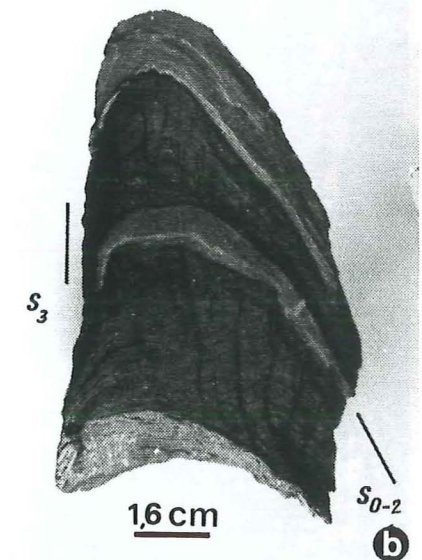


PLANCHE 16

SECOND EVENEMENT SYNCHISTEUX (P_3, S_3).

- a Conglomérat de base de la série détritique du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Pierre Percée).
Entre les galets dolomitiques du Trias (G) des amas argileux sont schistosés pendant les événements synschisteux; l'ensemble structuré est recoupé par une fente d'extension tardive postschisteuse (C).
Lumière polarisée non analysée.
- b calcschistes du callovo-oxfordien (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand).
Schistosité de flux S_2 associée à des ciments sparitiques synschisteux replissés dans la schistosité S_3 .
Lumière polarisée non analysée.
- c Fente d'extension postschisteuse typique dans les calcschistes associés aux brèches du Quermoz (Dogger) (unité du Quermoz, pointe du Cuchet).
Lumière polarisée non analysée.

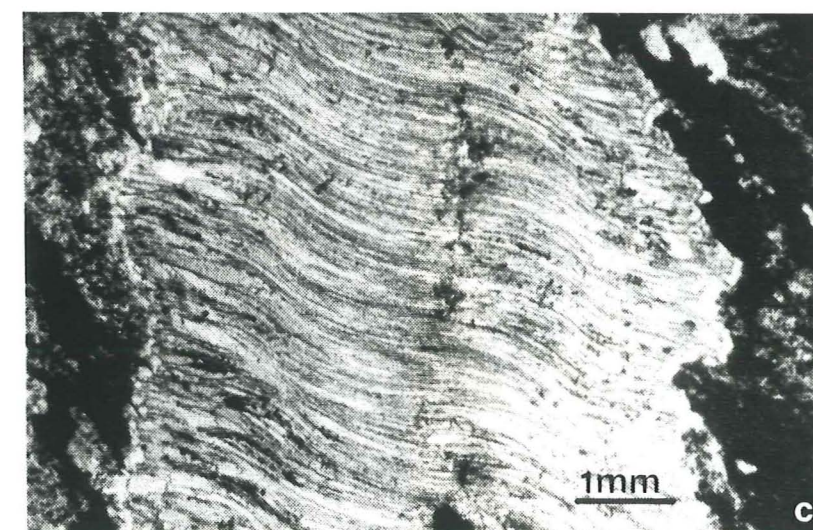
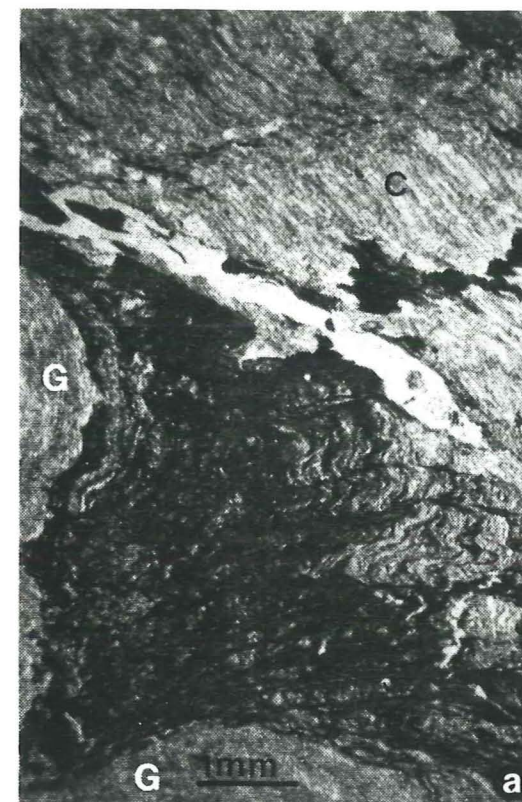


PLANCHE 17

FRACTURES DANS LES DOLOMIES DU TRIAS DE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- a Différentes générations de fractures dans les dolomicrites du Trias (Trias tégmentaire du col du Pré).
 = Première génération de fractures =
 premier remplissage en microdolospélite (en pointillé serré)
 second remplissage en dolospélite baroque (en pointillé lâche)
 = Seconde génération de fractures =
 remplissage en sparite drusique
 Lumière polarisée non analysée.
- c,d Cimentations dans une fracture et remplacements de la dolomicrite (m) du Rhétien (unité de Roselette-La Madeleine, route menant de la Thuile à Combelouvière).
 Le long des épontes de la fracture, une pseudomorphose de dolomite en quartz (q) est entourée de rhomboèdres idiomorphiques de dolomite (d); le reste de la fracture est comblée par une sparite baroque (c).
 On observe ainsi le remplacement d'une première génération de ciment dolomitique par du quartz tandis que la seconde génération est restée stable; cette dédolomitisation sélective est contemporaine des uniques ciments quartzeux appartenant aux derniers épisodes de fracturation affectant ces dolomies.
 c Lumière polarisée non analysée.
 d Lumière polarisée analysée.

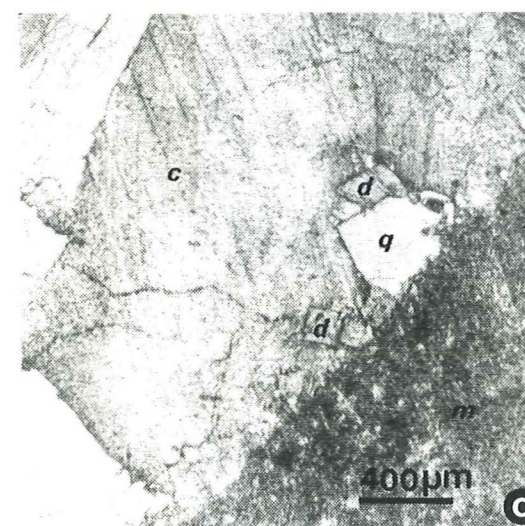
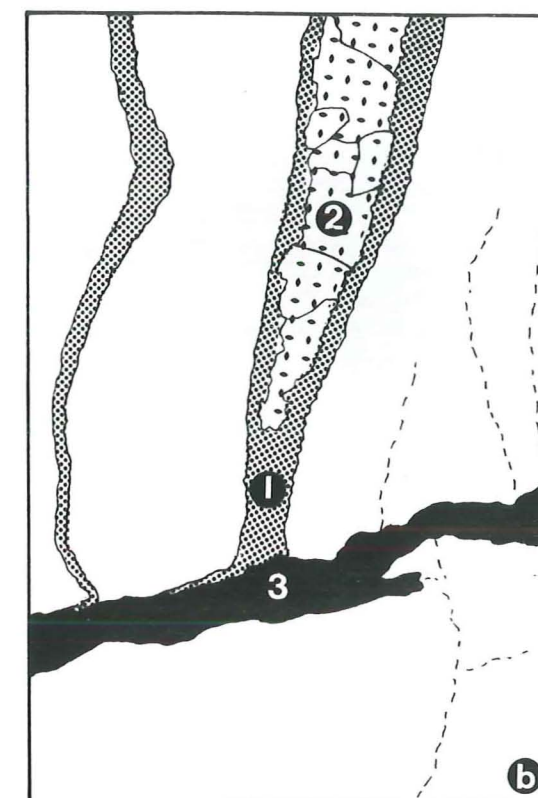
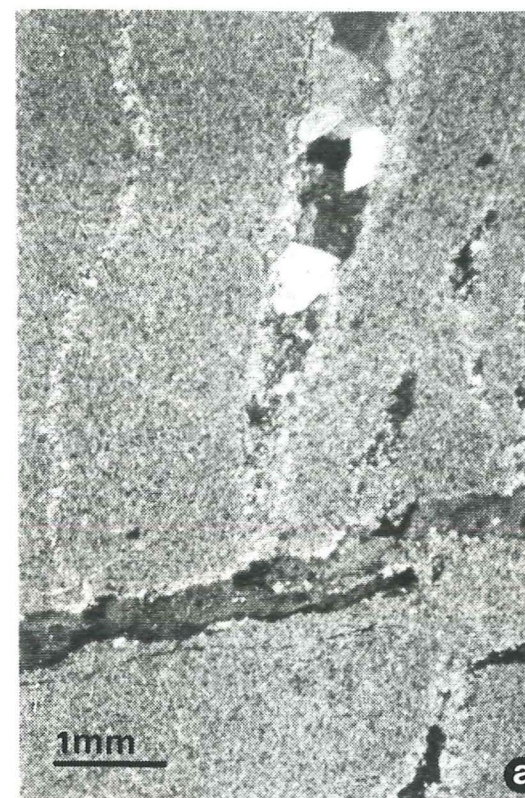


PLANCHE 18

FRACTURES DANS LES DOLOMIES DU RHÉTIEN DE LA ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

a,b,c Fractures dans les dolomies du Rhétien (unité de Roselette-La Madeleine, route menant de la Thuile à Combelouvière).

=Première génération de fractures =

(1) Ciment de dolosparite baroque grise en lumière naturelle (a), orange foncé en cathodoluminescence (b);

=deuxième génération de fractures =

(2) Ciment de sparite drusique claire en lumière naturelle (a), brun foncé à brun orangé clair en cathodoluminescence (b);

=troisième génération de fracture et rejeu de la première =

(3) Ciment de sparite drusique et remplacement de la dolomite baroque par une sparite; ces sparites sont claires en lumière naturelle (a), jaune vif en cathodoluminescence (b);

par ailleurs, la dolomicrite matricielle a subi un début de remplacement par une sparite claire (flèches) en lumière naturelle (a), jaune vif en cathodoluminescence (b) qui est très probablement contemporain de la dernière génération de calcite de ciment et de remplacement.

a Lumière polarisée non analysée.

b Cathodoluminescence.

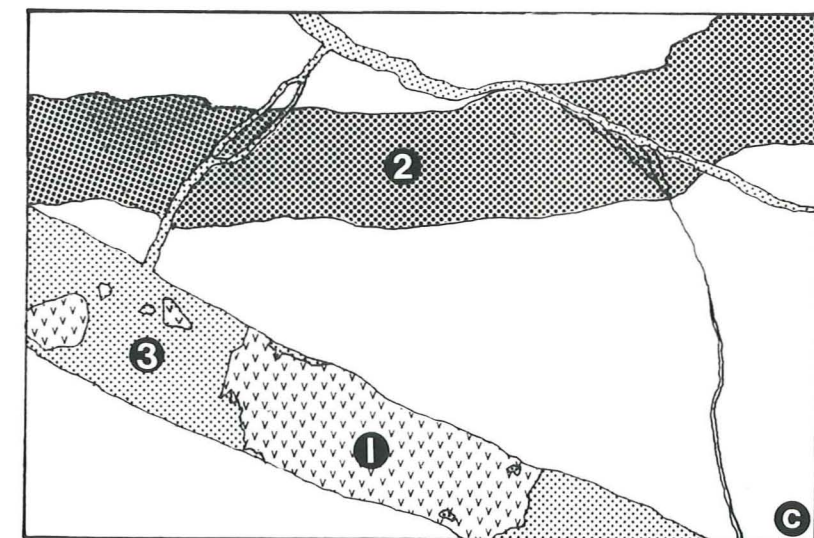
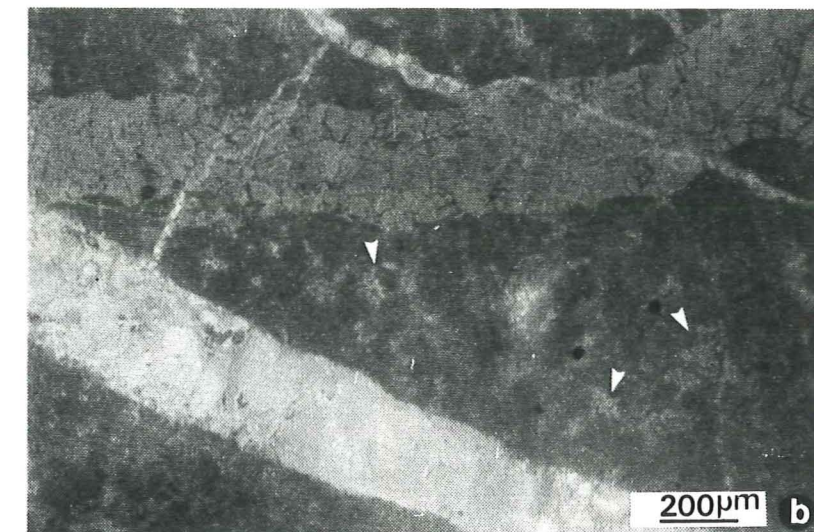
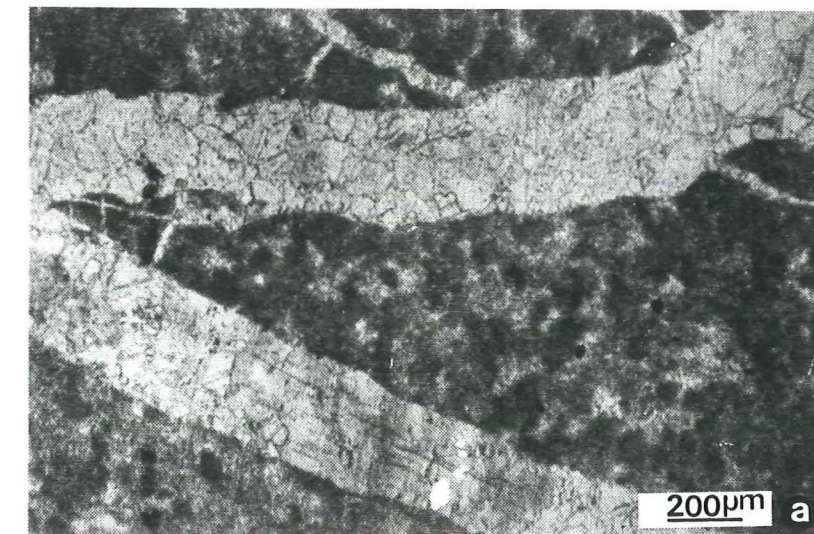


PLANCHE 19

L'ALBITE DANS LES FACIES DOLOMITIQUES ET DANS LES FACIES CALCITIQUES

- a Cristaux d'albite automorphes à macles Roc Tourné dans une dolomicrite du Rhétien. (unité de Roselette-La Madeleine, route menant de la Thuile à Combelouvière).
Un cristal est recoupé par une fracture et son centre est légèrement séricitisé (flèche).
Lumière polarisée analysée.
- b Nombreux cristaux d'albite à macles polysynthétiques dans un lambeau de poussée de calcaire à entroques du Sinémurien, trainé dans le contact anormal de la base de l'unité de la Crête des Gittes (passage du Miraillet).
Lumière polarisée analysée.
- c Ancien cristal automorphe d'albite dans une dolosparite (calcaire de type Siaix dolomitisé, unité de Moûtiers interne, colline de Villette).
L'albite a été remplacée en totalité par de la calcite.
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.
- d Calcaire dolomitisé de type Villette à rares galets dolomitiques (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).
Tous les cristaux automorphes d'albite se sont développés dans les galets dolomitiques (flèches).
Lumière polarisée non analysée.
- e,f (Détail de la photographie d); le cristal d'albite est partiellement détruit; ses bordures sont envahies par du quartz (q) ou de la calcite (c), seul le coeur en albite subsiste (a).
e Lumière polarisée non analysée.
f Lumière polarisée analysée.

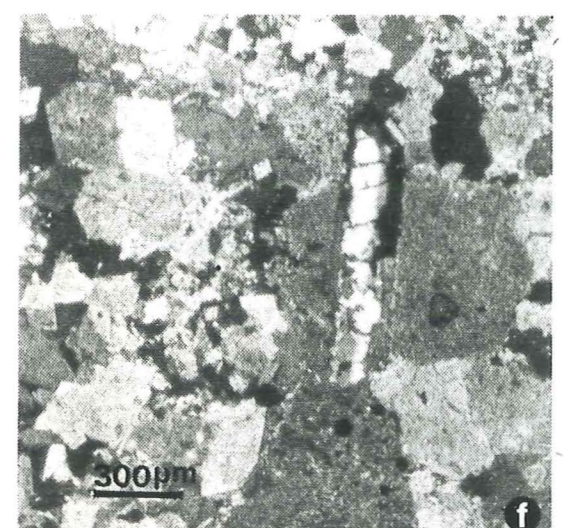
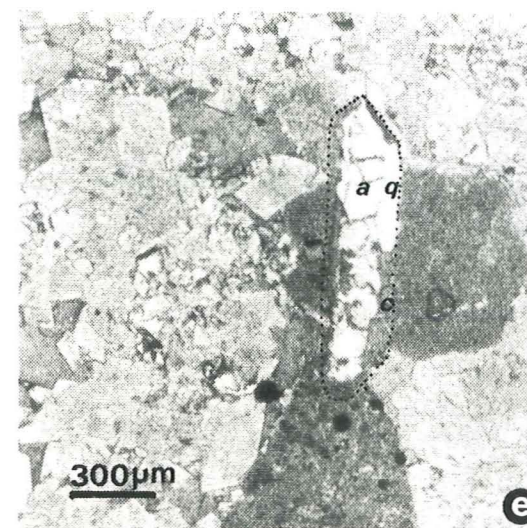
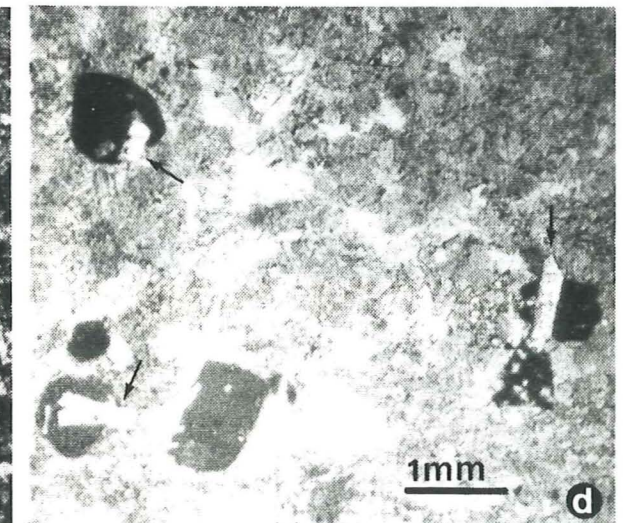
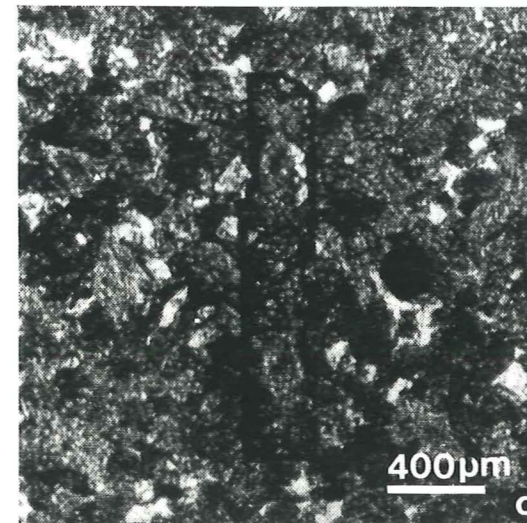
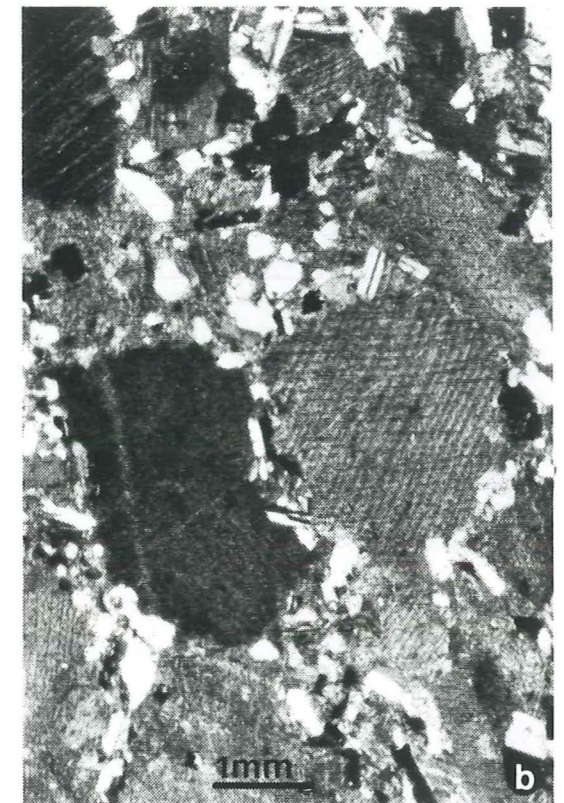
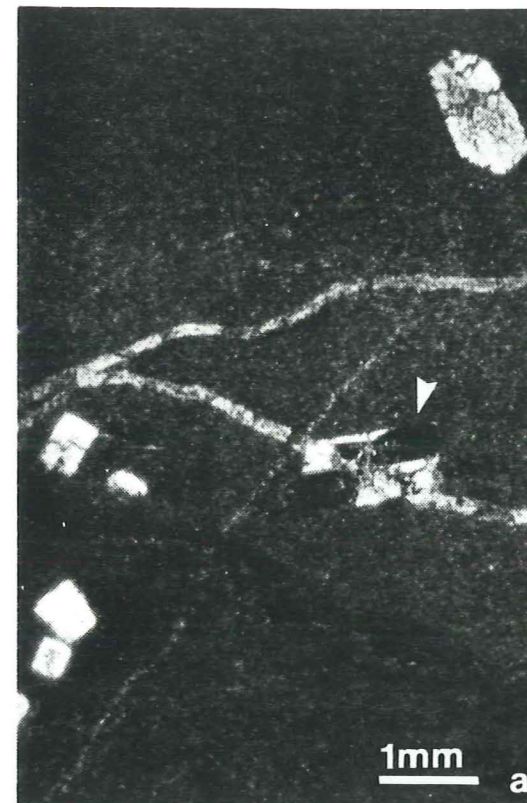


PLANCHE 20

DOLOMITISATION ET DEDOLOMITISATION OBSERVEES AU M.E.B.

- a,b Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand).
Structure engrenée de grains anhédraux à subhédraux calcitiques de 20 à 80 μm à nombreux grains de dolomite inclus, isométriques subhédraux, à habitus dolomitique de 4 à 10 μm (flèches).
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- c Calcaires en plaquettes du Tithonique (unité de Roselette-La Madeleine, Roc Marchand).
Détail de la structure précédente montrant la dissolution partielle des nanograins reliques à l'intérieur même de son habitus dolomitique (flèche). On doit alors considérer que la dernière phase après l'inclusion est une simple dissolution sans cimentation.
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- d Conglomérat de base de la série détritique du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, col des Génisses).
Dans une structure engrenée de sparite, quelques rhomboédres de dolomite de 80 à 100 μm sont regroupés dans la matrice autour de galets dolomitiques.
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..

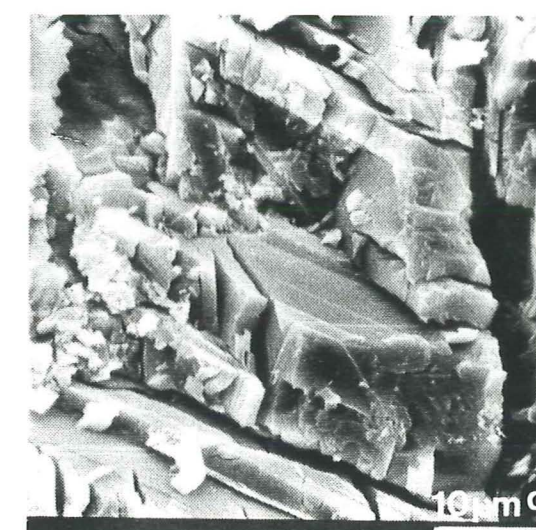
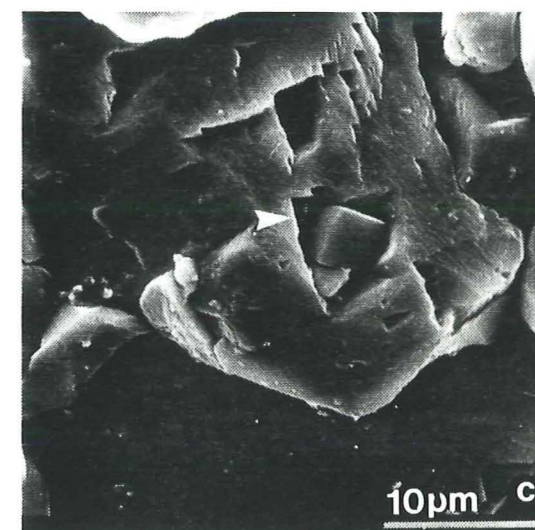
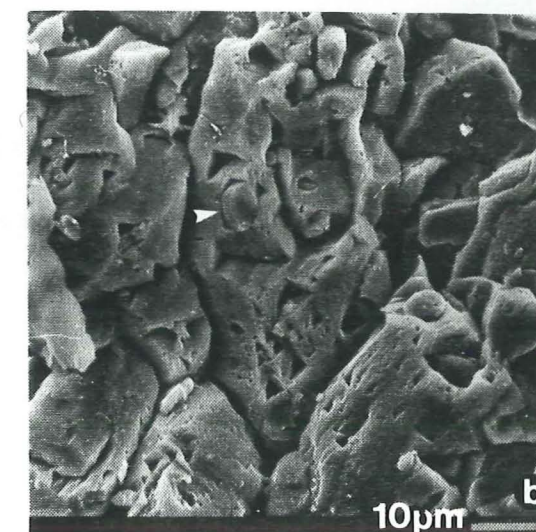
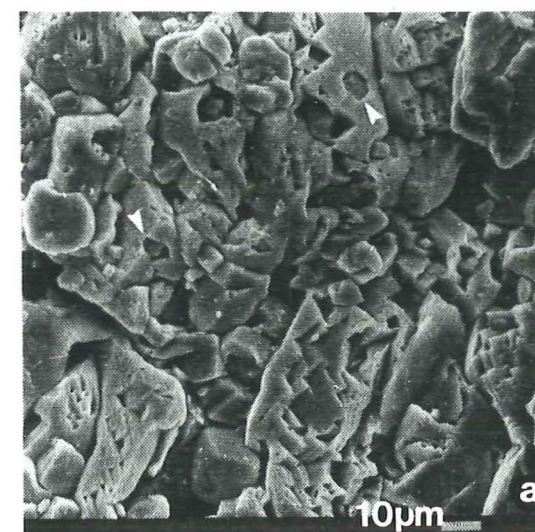


PLANCHE 21

MICROFACIES DES CALCAIRES DE TYPE SIAIX DE L'UNITE DU NIELARD

- a** Grainstones à bioclastes du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
De nombreux bioclastes possèdent une bordure micritique (flèches blanches); le ciment des grainstones est formé d'une microsparite claire parfois syntaxique autour des débris d'échinodermes (flèche noire).
Lumière polarisée analysée.
- b** Boundstones du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
Des débris recristallisés de polypiers (P) sont entourés d'un ciment palissadique (première génération) (C); les vides résiduels dans les pores intergranulaires sont remplis par un ciment dolosparitique gris en lumière naturelle (seconde génération).
Lumière polarisée non analysée.
- c** Pseudomorphoses en calcite de dolosparite de remplacement (triangles) dans une sparite matricielle de recristallisation d'un calcaire wackestone du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
Lumière polarisée non analysée.
- d** Fractures dans un calcaire wackestone du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
=A= Première génération de fractures à remplissage en dolomicrosparite sombre.
=B= Seconde génération de fractures à remplissage en dolosparite baroque; à l'intersection avec la première fracture, la dolosparite possède un coeur sombre rempli d'oxydes.
Lumière polarisée non analysée.
- e** Calcaire wackestone du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
Ancienne fracture cimentée par une dolomicrosparite sombre puis ultérieurement réouverte et comblée par un ciment de sparite mosaïque.
Lumière polarisée non analysée.
- f** Calcaire wackestone du Lias moyen (unité du Niéland, col du Mottet).
Une fracture partiellement remplie par une sparite drusique contient quelques cristaux de quartz (flèches) (dernière génération de ciment (?) dans les dernières fractures)
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.

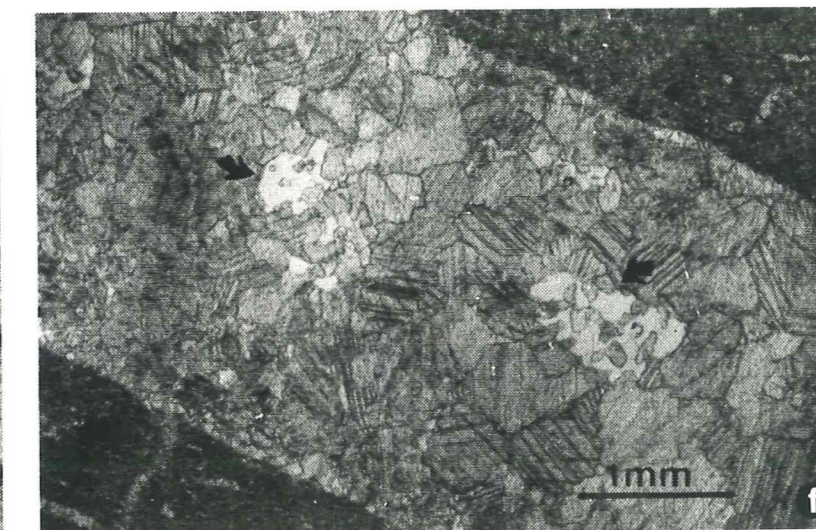
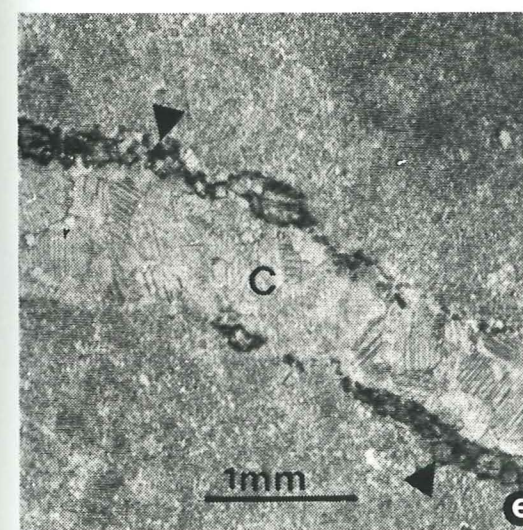
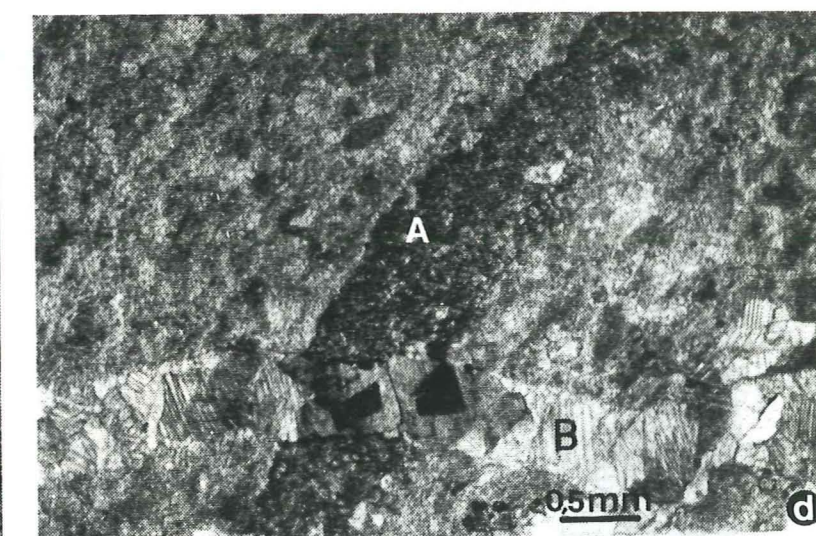
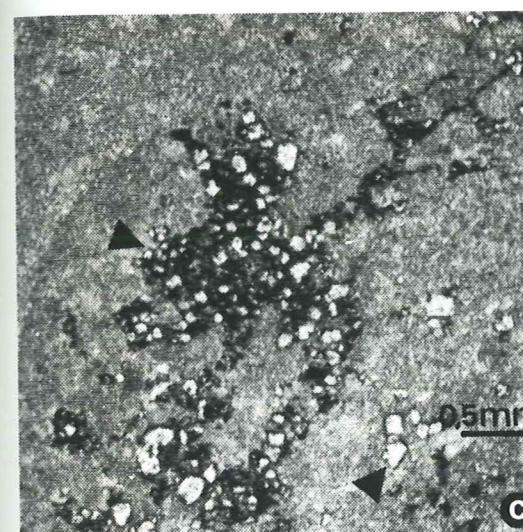
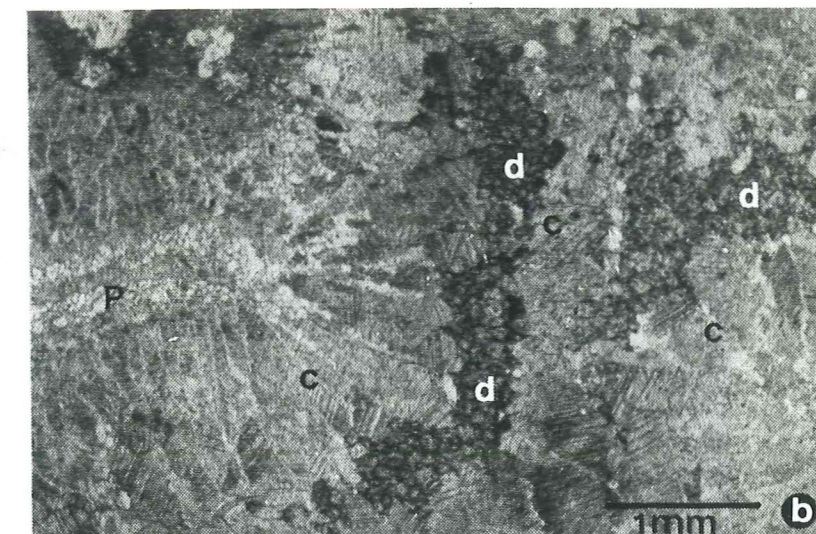


PLANCHE 22

SERIES DETRITIQUES DE L'UNITE DU NIELARD

- a Microconglomérats calcaires du Dogger (unité du Niéard, pointe du Petit Niéard).
Les débris bioclastiques ne possèdent pas de bordures micritisées (flèches) et sont noyés dans un ciment sparitique ici bien développé.
Lumière polarisée non analysée.
- b Microconglomérats calcaires du Dogger (unité du Niéard, pointe du Petit Niéard).
Les galets jointifs sombres de dolomicrites sont entourés par quelques rhomboédres de dolomite de remplacement dans une matrice microsparitique peu développée.
Lumière polarisée non analysée.
- c Microconglomérats polygéniques du Priabonien (unité du Niéard, la Mouettaz).
Les galets sombres de dolomicrites (D) sont fracturés; ils présentent à leurs extrémités des zones d'ombre de pression remplies par de la sparite et du quartz sous forme de fibres d'extension, tandis que la matrice calcitique recristallisée est partiellement silicifiée (Q).
Lumière polarisée non analysée.
- d Microconglomérats polygéniques du Priabonien (unité du Niéard, la Mouettaz).
La matrice calcitique recristallisée est dissociée et les nouveaux vides sont remplis par un fin liséré de quartz (flèches).
(D) Galets sombres de dolomicrites.
(Q) Quartz détritique.
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.

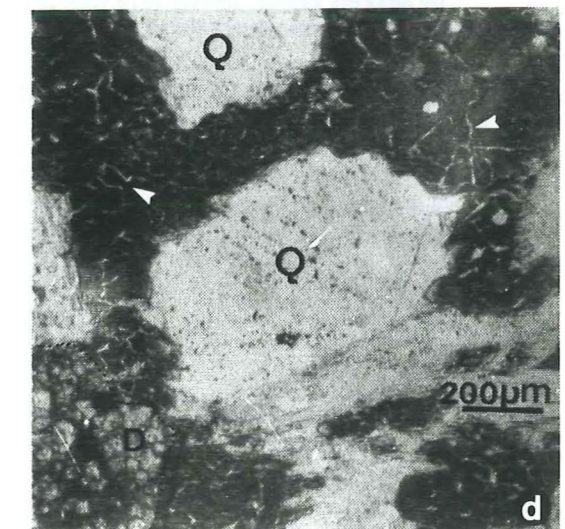
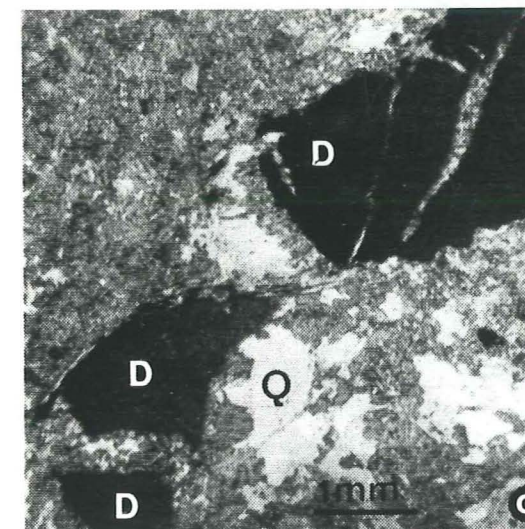
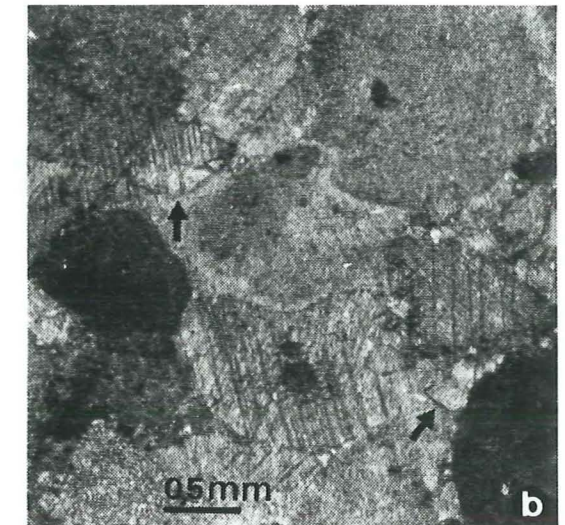
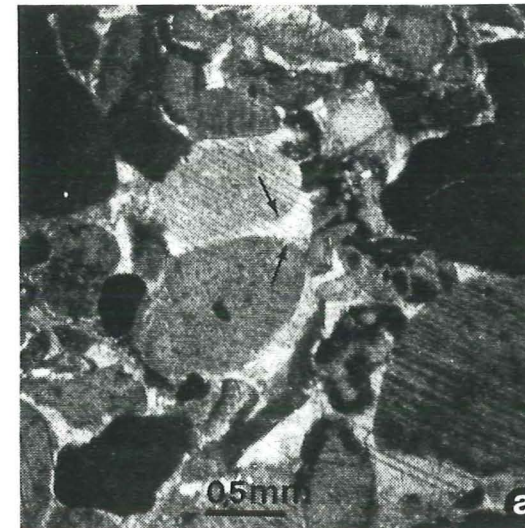


PLANCHE 23

MICROFACIES DES CALCAIRES DU LIAS MOYEN DE LA ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE

- a Calcaires de type Villette (unité du Quermoz, cirque de la Bagnaz).
Sparite baroque de recristallisation en grands cristaux allongés sigmoïdes localisés dans les zones fortement cisaillées.
Lumière polarisée analysée.
- b Calcaires de type Villette (unité du Quermoz, cirque de la Bagnaz).
Sparite baroque de recristallisation autour d'îlots de microsparite mimant des fantômes de ciment palissadique.
Zone fortement recristallisée mais peu déformée.
Lumière polarisée analysée.
- c Premier épisode de dolomitisation dans un calcaire de type Villette (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Grands rhomboédres de dolosparite baroque (flèches) en îlots dans une sparite partiellement silicifiée.
Lumière polarisée non analysée.
- d Fentes d'extension en sparite (c) dans un calcaire dolomitisé de type Villette à rares galets dolomitiques (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).
Lumière polarisée non analysée.
- e,f Dolomitisation totale dans un calcaire de type Villette à rares galets dolomitiques (unité de Moûtiers interne, colline Sud de Villette).
=en blanc= dolosparite baroque de remplacement
=en gris= dolosparite idiomorphe en ciment dans des vides tectoniques mais aussi en remplacement
= en noir= sparite de ciment comblant les derniers vides tectoniques.
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.

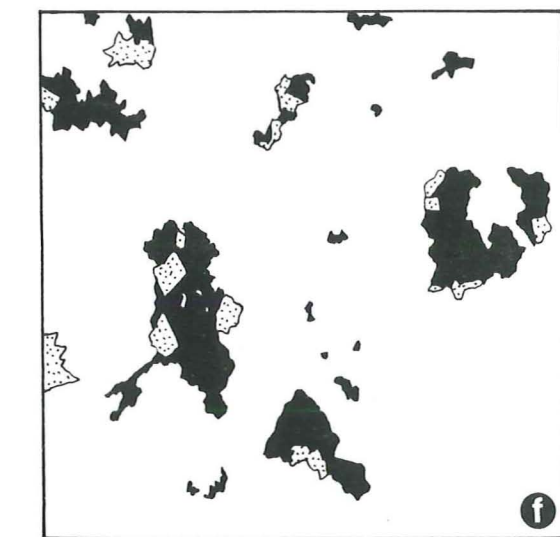
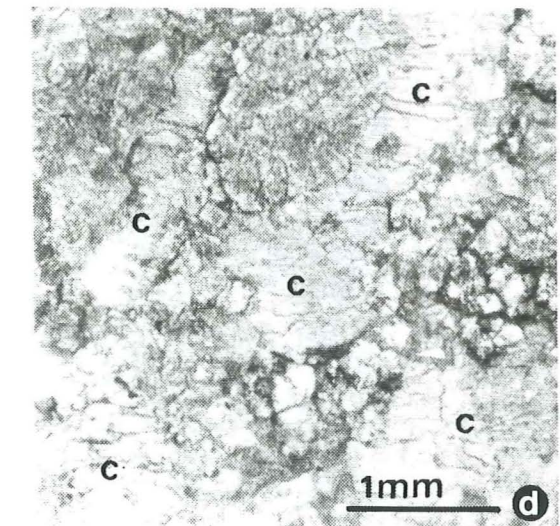
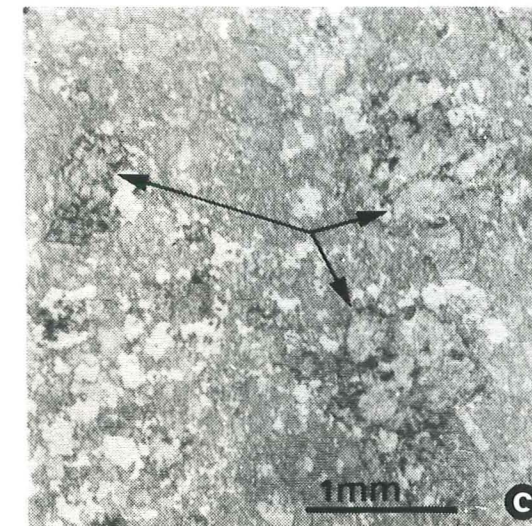
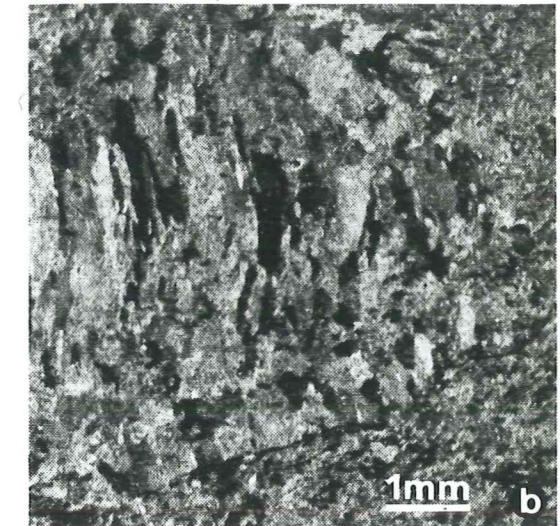
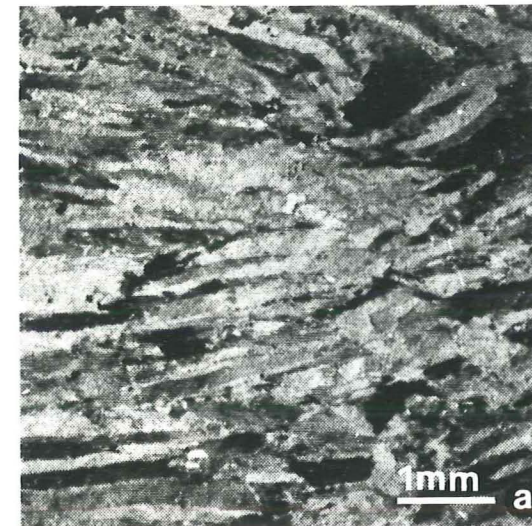


PLANCHE 24

STYLOLITHISATION ET DOLOMITISATION ASSOCIEES AUX NIVEAUX
CONDENSES

a,b,c niveaux condensés dans un calcaire dolomitisé de type Villette à rares galets dolomitiques (unité de Moûtiers interne, chemin de l'ancien couvent Sainte Anne de Villette).

L'observation en lumière polarisée non analysée (a) puis en cathodoluminescence (b) permettent d'établir une chronologie relative des différents événements diagénétiques et tectonométamorphiques suivants:

=stylolithisation des discontinuités sédimentologiques dans les niveaux condensés (a, flèches); certains stylolithes sont associés à une première génération de dolosparite de remplacement, brun orangé en cathodoluminescence (b) (en noir sur la figure c);

=stylolithisation non conforme à la stratification liée aux épisodes tectonométamorphiques (a, triangles) et associée partiellement à une seconde génération de dolosparite idiomorphe, zonée, jaune vif à orangé vif en cathodoluminescence (b) (en blanc sur la figure c).

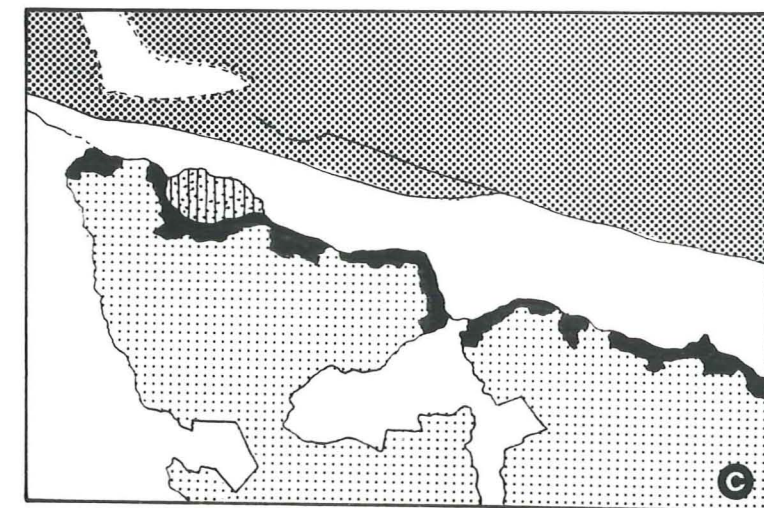
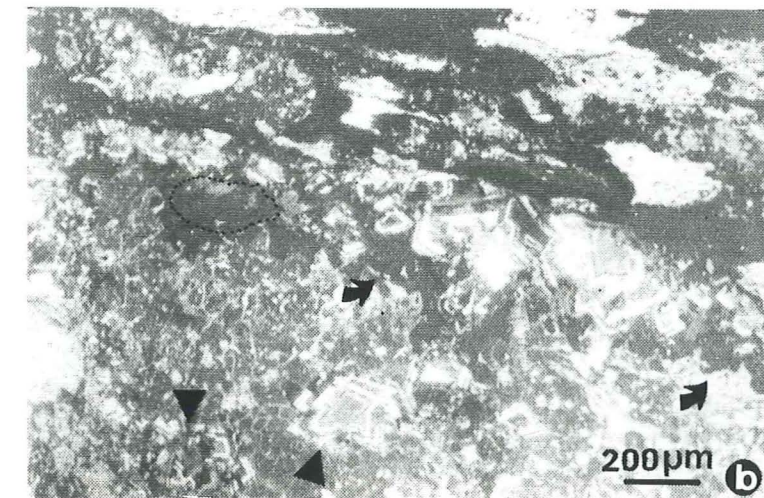
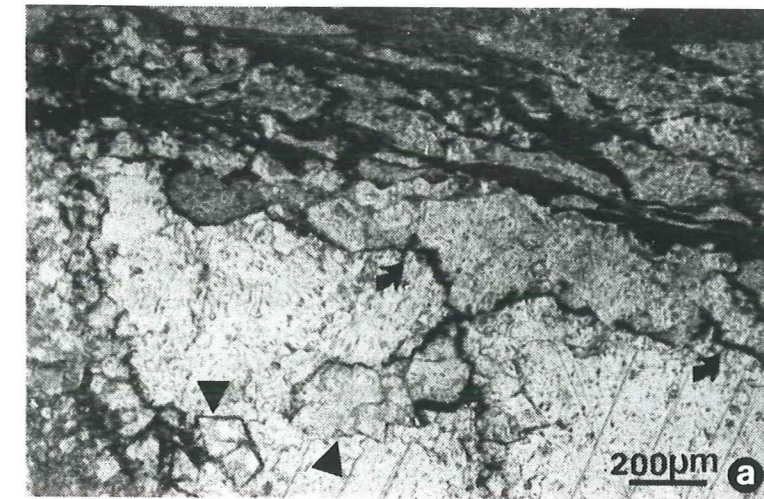


PLANCHE 25

DOLOMITISATION ET DEDOLOMITISATION DES CALCAIRES DE TYPE SIAIX

a,b,c Calcaires dolomitiques beiges clair de type Siaix (unité de Moûtiers interne, colline Sud de Villette).

- une première dolomite grise en gros cristaux de 50 à 500 μm , baroques à xénomorphes, forme la masse dolomitique (a); en cathodoluminescence (b), la couleur de cette dolomite est uniforme et orange foncé; elle est totalement dépourvue de zonations internes (dolomitisation synschisteuse: épisode baroque) (en grisé sur c);

- une dolomite idiomorphe claire (a) est formée de gros rhomboédres de remplacement (en blanc sur c) pouvant atteindre 700 μm lorsqu'ils sont en ciment dans des fenestrées (en noir sur c); cette dolomite apparaît en cathodoluminescence (b) brun foncé sans zonations internes (dolomitisation postschisteuse: premier épisode idiomorphe);

- une sparite claire (a) apparaît dans les fentes de tension tardives ou dans des fenestrées amiboïdes associée à la dolomite idiomorphe; cette sparite est le dernier ciment comblant les vides tectoniques; elle possède comme la dolosparite idiomorphe une couleur brun foncé en cathodoluminescence (b) (en étoiles noires sur c).

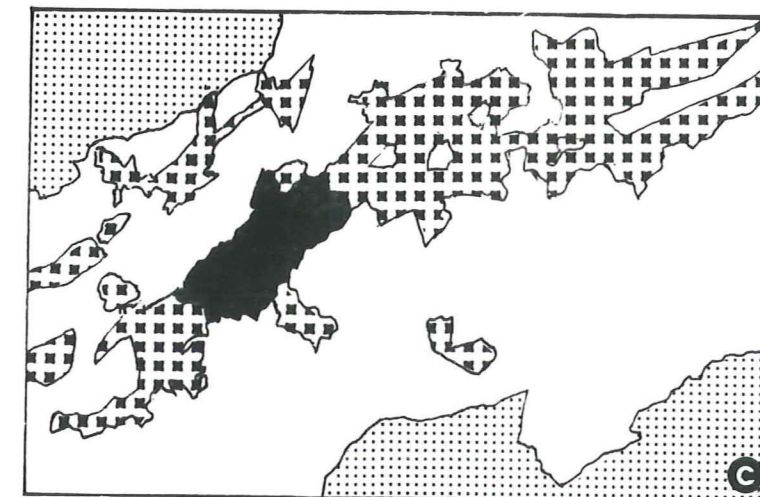


PLANCHE 26

DOLOMITISATION ET DEDOLOMITISATION DES CALCAIRES DE TYPE VILLETTE

- a Calcaires de type Villette à rares galets dolomitiques (unité de Moûtiers interne, colline Sud de Villette).
 (a) Pseudomorphoses de dolosparite en calcite claire à bords intercrystallins soulignés par des oxydes.
 Lumière polarisée non analysée.
 (b) En cathodoluminescence, on observe une première génération de dolomite baroque brun orangé sombre non zonée (1); une seconde génération en ciment le long des bords d'une ancienne fracture (flèche) ou en remplacement de la première génération de dolomite baroque apparaît en rhomboédres idiomorphiques zonés (2); dans le cas présenté, toute la roche a subi une dédolomitisation en sparite respectant toutes les structures des générations antérieures de dolosparites.

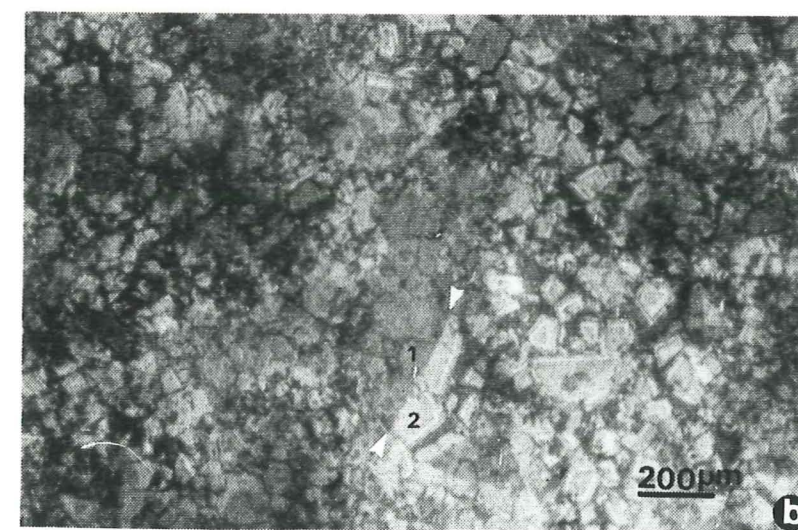
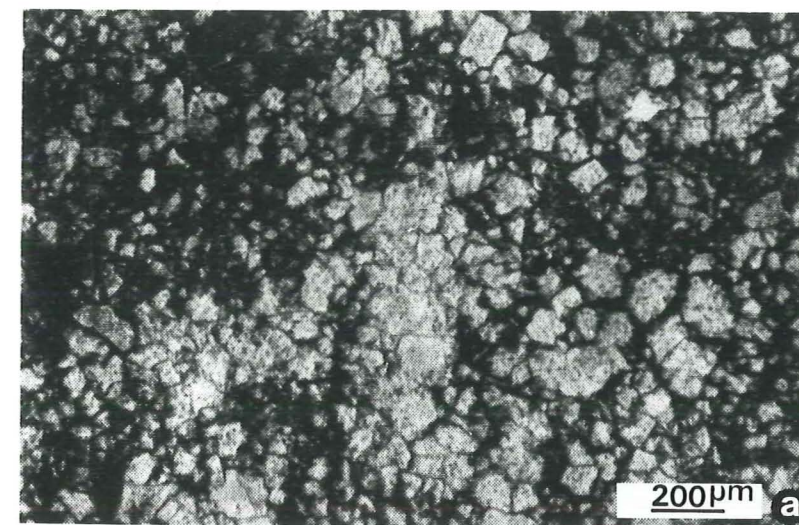


PLANCHE 27

STYLOLITHISATION ET DOLOMITISATION DANS LES CALCAIRES DE TYPE VILLETTE

a,b,c Calcaires de type Villette à rares galets dolomitiques (unité du Quermoz, chalet de la Bagnaz).

a Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.

b Cathodoluminescence.

c Schéma interprétatif:

=en grisé fin=galets dolomitiques

=en grisé grossier= matrice calcitique

=en blanc=ciment sparitique dans les zones d'ombre de pression.

L'observation en lumière polarisée non analysée et en cathodoluminescence permettent d'établir une chronologie relative des différents événements diagénétiques et tectonométamorphiques suivants:

=1=stylolithisation intergranulaire (flèches noires) accompagnée de zones d'ombre de pression remplies d'une sparite de ciment et associée à un dolosparite de remplacement sur les bords stylolithisés des galets dolomitiques (flèches blanches);

=2=rejeu des premiers stylolithes et création de nouveaux stylolithes dans le ciment des zones d'ombre de pression; en cathodoluminescence les bordures stylolithisées des grains apparaissent jaune vif; le centre des cristaux a une couleur brun sombre orangé.

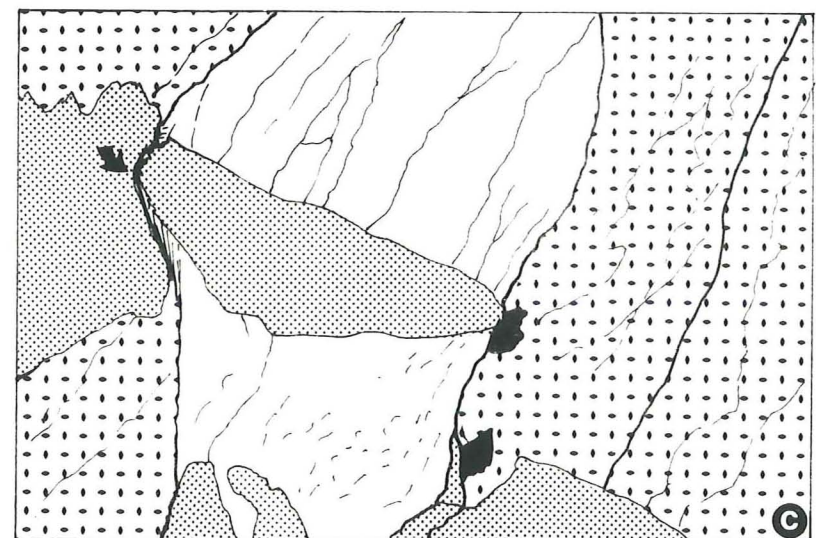


PLANCHE 28

ACCIDENTS SILICEUX DU LIAS MOYEN

- a Pseudomorphoses de dolosparite en calcite dans un silex des calcaires de type Villette à rares galets dolomitiques (unité du Quermoz, chalet de la Bagnaz).
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.
- b Gros rhomboédres zonés de dolosparite sur la bordure d'un silex (S) dans les calcaires dolomités de type Siaix (unité de Moûtiers interne, colline de Villette).
Lumière polarisée non analysée, lame mince de S.Fudral.
- c Calcaires dolomités de type Siaix (unité de Moûtiers interne, colline de Villette).
=à droite: silex contenant de nombreux rhomboédres idiomorphiques de dolomite
=à gauche: fente d'extension remplie de quartz microcristallin et de nombreux rhomboédres idiomorphiques de dolomite prouvant ainsi que la dolomitisation de ces silex est synmétamorphique.
Lumière polarisée non analysée, lame mince de S.Fudral.
- d Calcaire de type Villette (unité du Quermoz, chalet des Veaux).
Dolomite baroque (d) et quartz microcristallin (q) en remplacement de la matrice sparitique; cette dernière est colorée en rose clair dans les zones éloignées de toute dolomitisation (c') et en rose violacée près des zones dolomitisées.

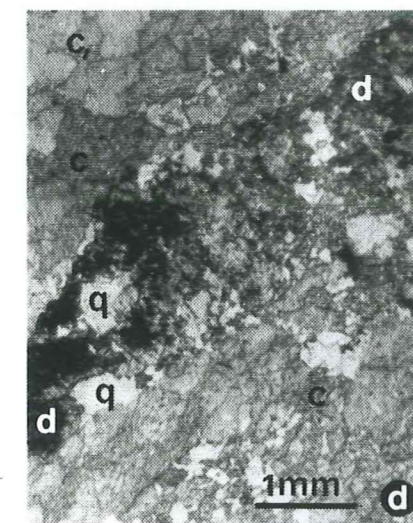
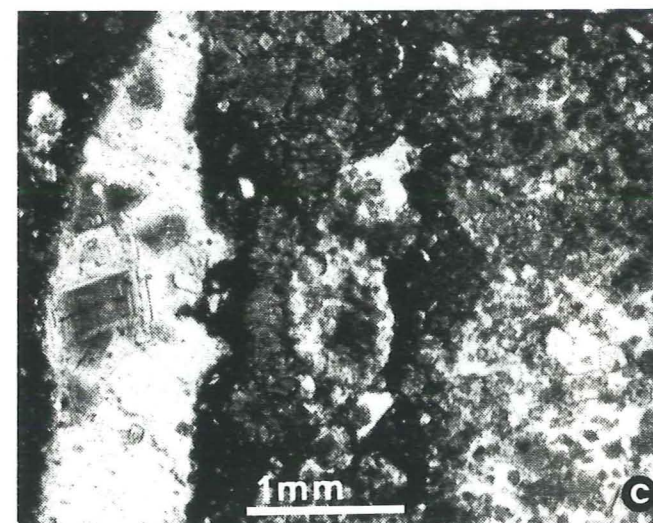
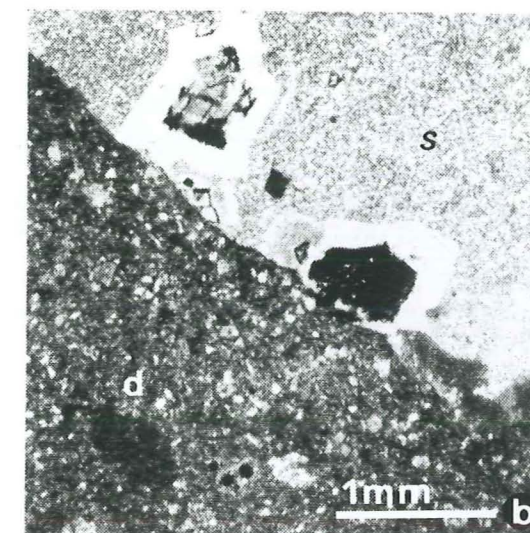
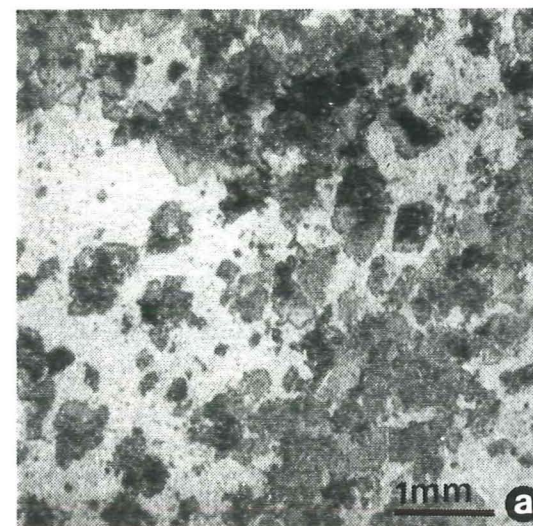


PLANCHE 29

MICROFACIES DU FLYSCH DE TARENDAISE

- a Conglomérats supérieurs du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Pierre Percée).
Gros rhomboédre zoné de dolomite idiomorphe sur les bords d'un galet dolomitique (flèche).
Lumière polarisée non analysée.
- b Matrice des conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Quermoz).
Structure coalescente de grains anhédrux isométriques de sparite dépourvus de tout grain relique.
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- c Conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Fontaine le Puits).
Gros rhomboédres zonés de dolomite idiomorphe sur les bords d'un galet dolomitique (flèche).
Lumière polarisée non analysée.
- d Conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, col du Pradier).
Fente d'extension remplie de quartz microcristallin (Q) entre deux galets dolomitiques et facilement distinguable des grains détritiques de quartz à extinction roulante en grandes plages cristallines.
Lumière polarisée non analysée.

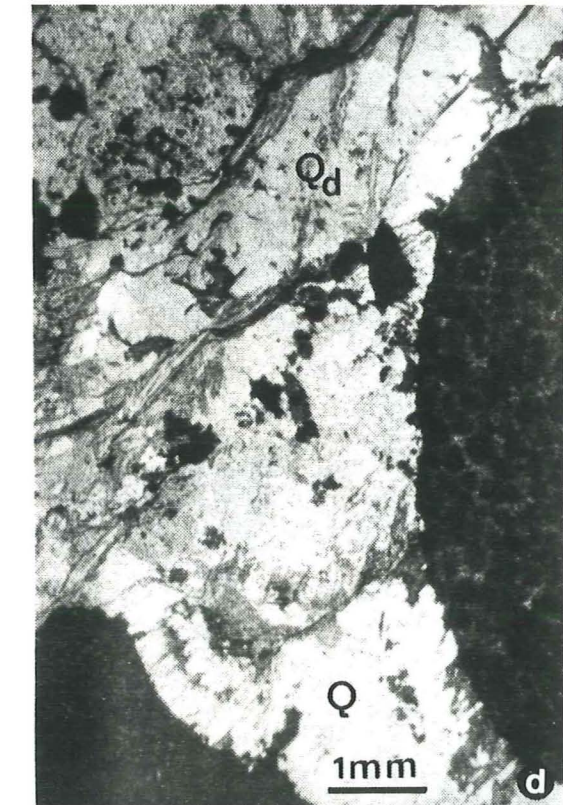
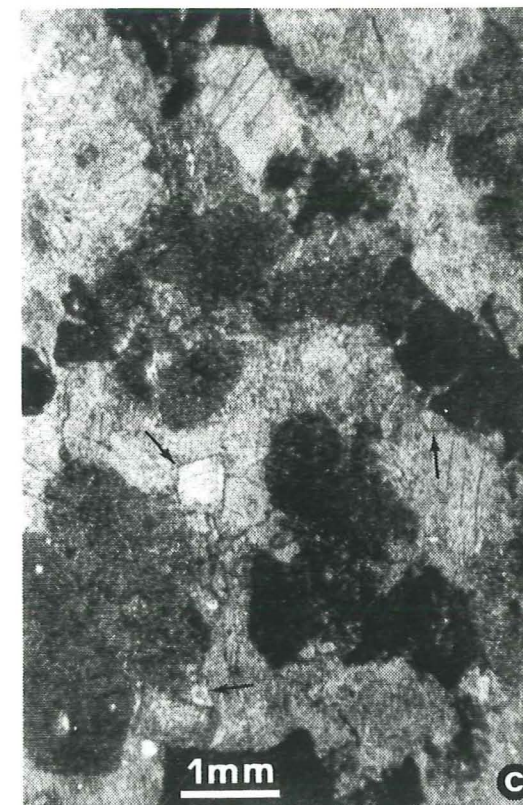
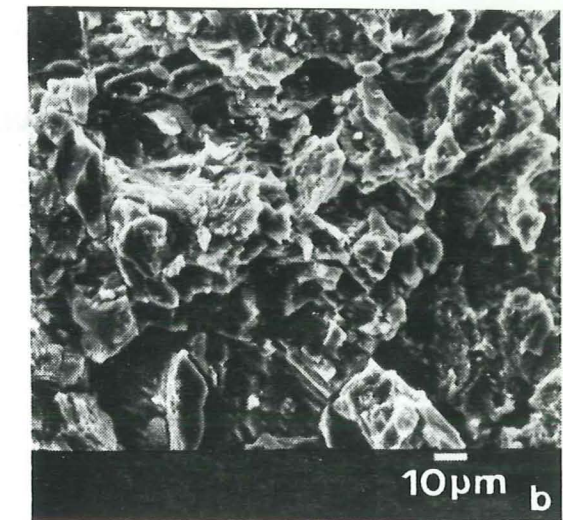
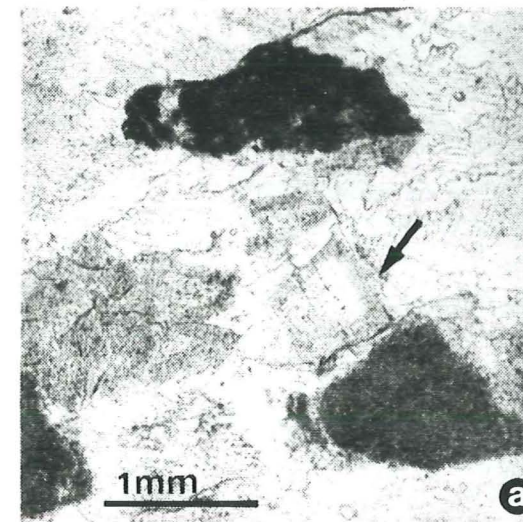


PLANCHE 30

LES FRACTIONS QUARTZEUSES DANS LES MICROFACIES DU FLYSCH DE TARENDAISE

- a Calcaires gréseux des conglomérats supérieurs du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Pierre Percée).
Grains de quartz détritiques de 0,1 à 0,5 mm noyés dans une sparite colorée; ces grains présentent de nombreux golfes de corrosion (flèches) tandis que la matrice sparitique est partiellement silicifiée (triangles).
Lumière polarisée non analysée, lame mince colorée.
- b Calcaires gréseux des conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité des schistes de la Bagnaz, les Clapières cote 2317).
Pseudomorphoses de dolosparite de 15 à 40 μm en quartz (flèches).
Lumière polarisée non analysée.
- c,d Fractures dans les conglomérats de base du flysch de Tarentaise (Montgirod, unité de Moûtiers interne).
Galet dolomicrosparitique fracturé (figuré en pointillé gras, figure d) fracturé. On reconnaît les événements suivants:
1=fracture f_1 remplie de sparite (C_1) et de dolosparite idiomorphe (D);
2=stylolithisation S_1 de la limite entre le galet et la fracture;
3=fracture f_2 comblée de sparite (C_2) et de quartz (Q);
4=stylolithisation S_2 des limites entre le galet et la fracture f_2 , entre la fracture f_1 et la fracture f_2 .
Lumière polarisée non analysée.

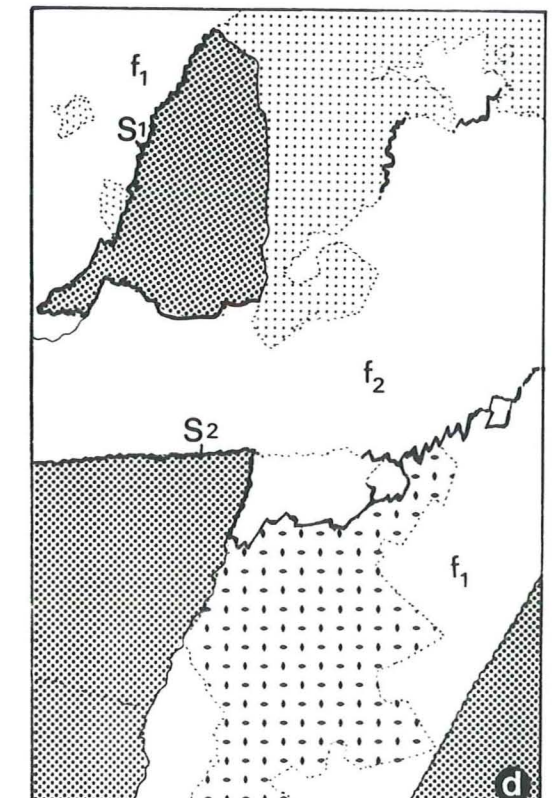
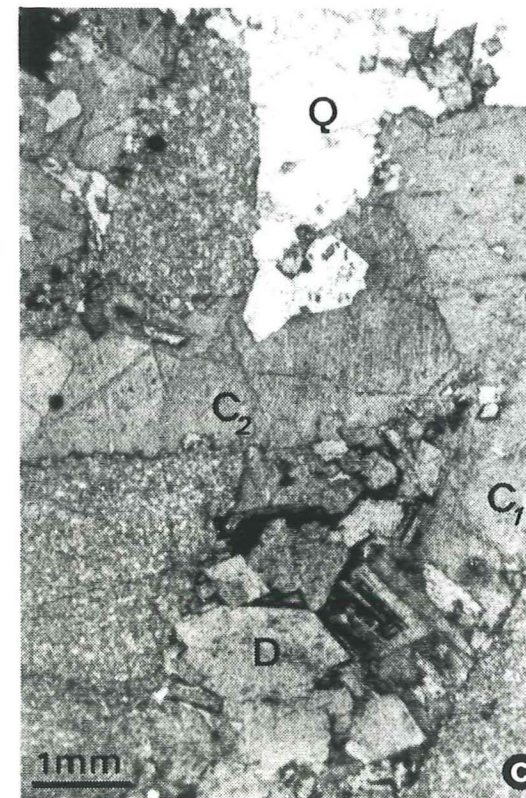
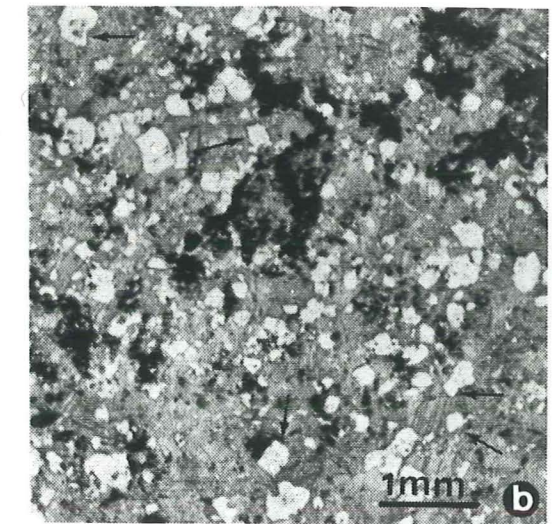
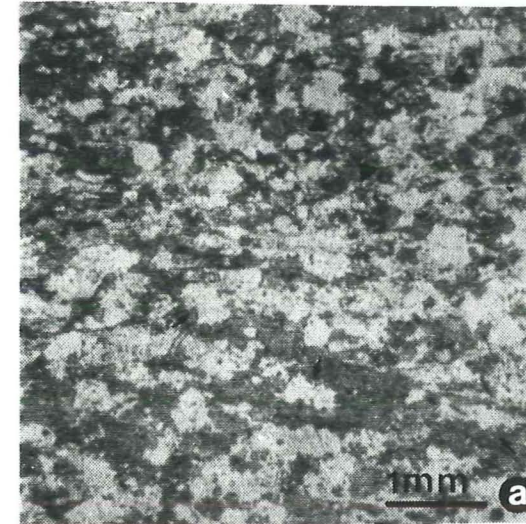


PLANCHE 31

LA FRACTION QUARTZEUSE DES CALCAIRES DU LIAS ET DU FLYSCH DE TARENTEISE OBSERVEE AU M.E.B.

- a Conglomerats supérieurs du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Pierre Percée).
Grain détritique de quartz (Q) émoussé noyé dans une matrice microsparitique à structure serrée de grains euhédraux à subhédraux isométrique de 3 à 7 μm .
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- Calcaires gréseux des conglomérats du flysch de Tarentaise (unité des schistes de la Bagnaz, les Clapières cote 2317).
Cristallites isométriques de quartz (flèches) de 0,1 à 0,5 μm dans une matrice argileuse. Premier stade d'une silicification.
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- c Calcaires de type Villette (unité du Quermoz, les Mouilles).
Cristallites allongés de quartz (flèches) de 0,1 μm en rosettes recouvrant la surface d'un cristal de sparite.
Premier stade d'une silicification.
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..
- d Matrice calcaréoargileuse des conglomérats de base du flysch de Tarentaise (unité du Quermoz, Pierre Percée).
Cristallites allongés de quartz (grandes flèches) de 1 à 2,5 μm en rosettes;
Phyllites néoformées recouvrant la surface de grains détritiques (petites flèches).
Cassure fraîche non traitée, M.E.B..

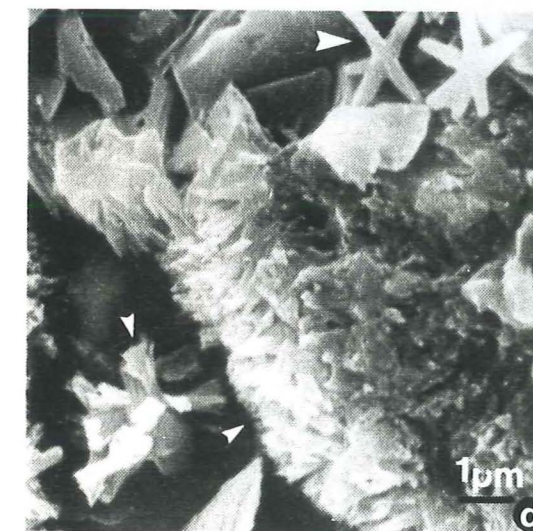
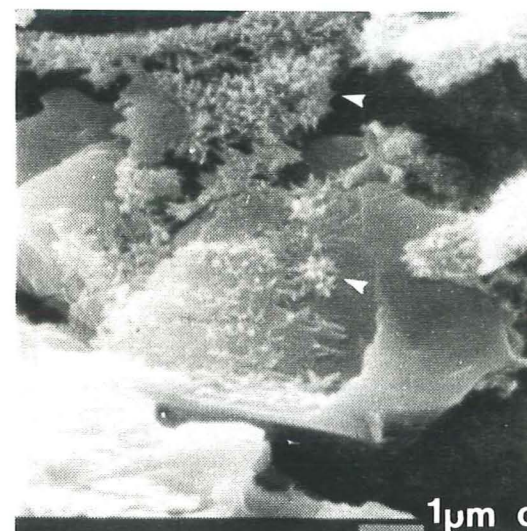
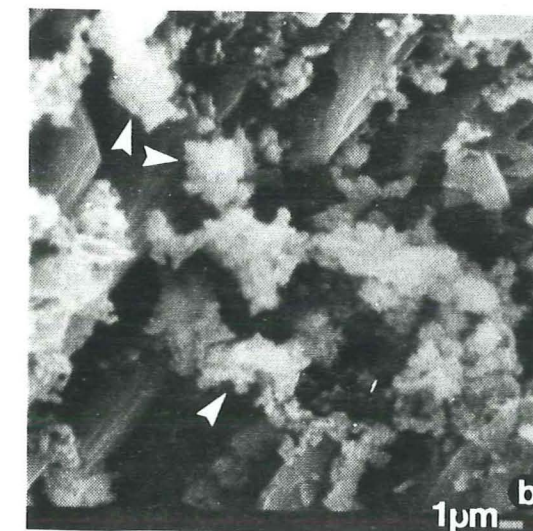
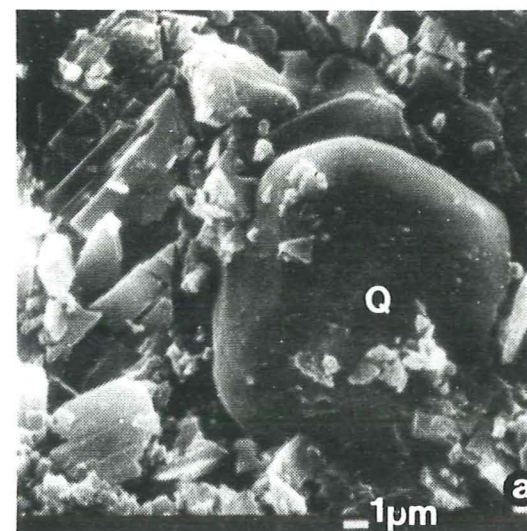


PLANCHE 32

- a Confins Nord de la vallée de la Grande Maison.
b Massif de la Pointe de Riondet vu des lacs de la Tempête.

- - socle cristallin indifférencié du Rameau interne de Belledonne;
- tQ- Trias gréseux tégumentaire;
- tD- Trias dolomitique;
- tK- Trias: dolomies bréchifiées des niveaux de décollement;
- l₁₋₈- Lias calcaréo-schisteux indifférencié;
- l₉- Aalénien schisteux;
- j₁₋₂- Bajocien-Bathonien calcaréo-gréseux;
- j₃₋₆- Callovo-Oxfordien calcschisteux;
- JT- Tithonique calcaire;
- EG- formations quaternaires indifférenciées;

PLANCHE 32

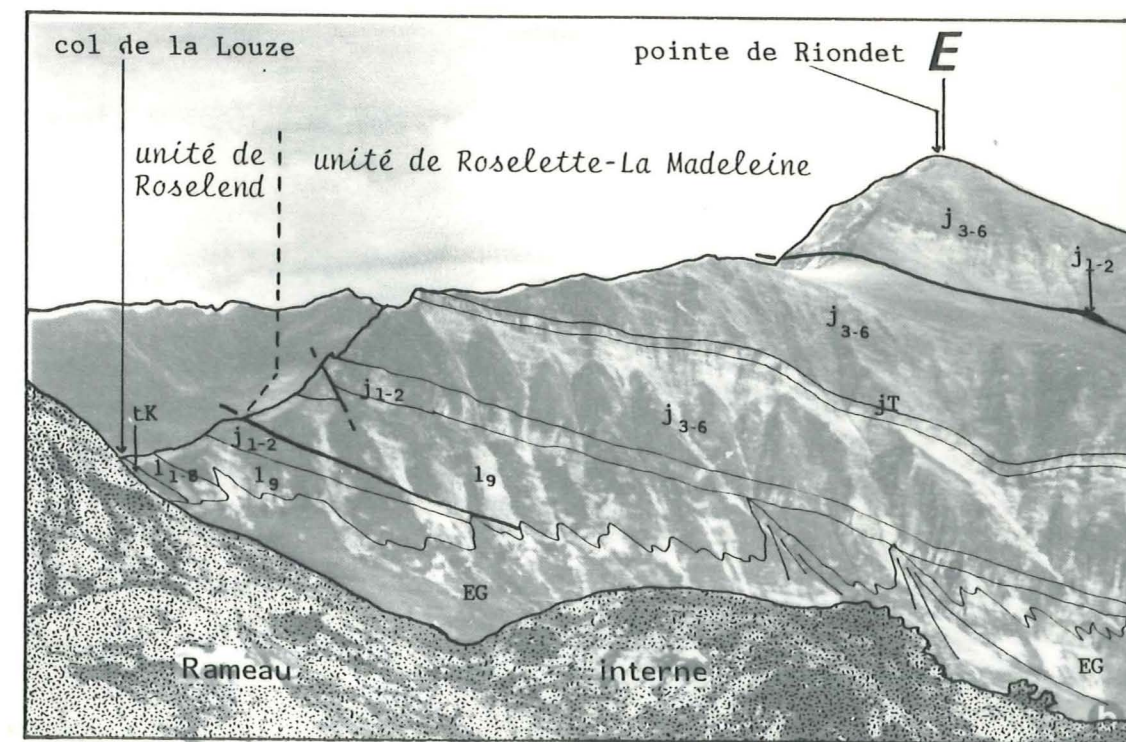
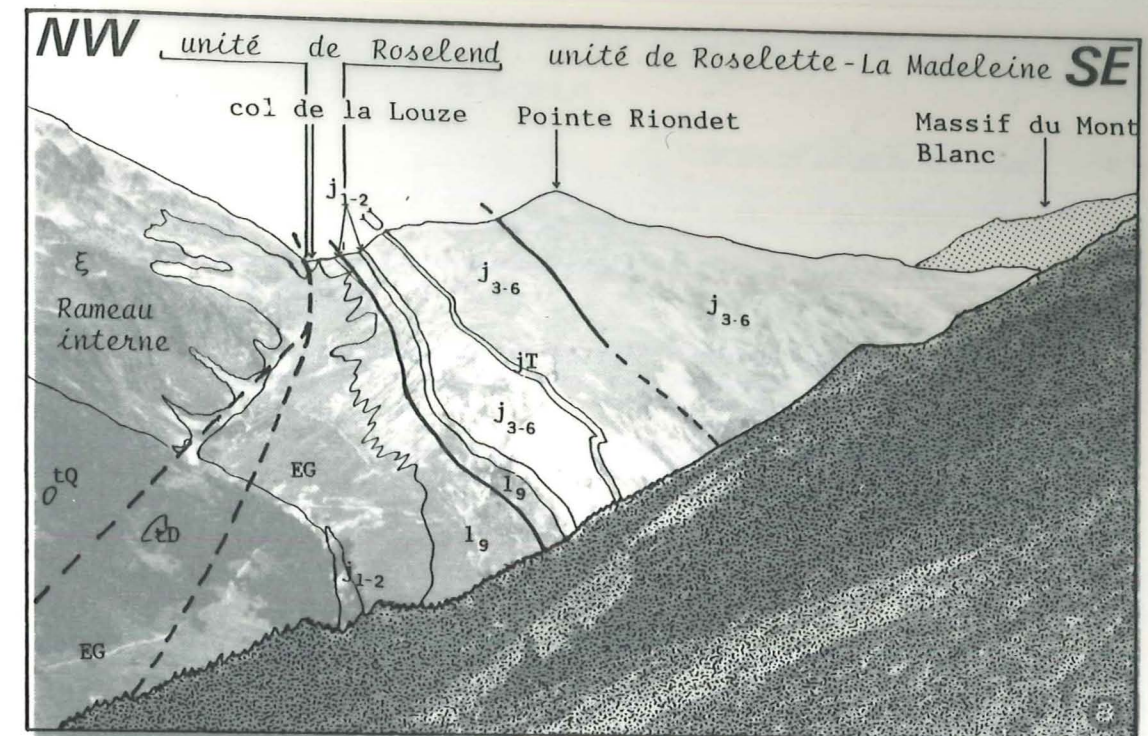




PLANCHE 33

- a Versant oriental du Roc Marchand.
 b Versant occidental du massif de la Roche Parstire dominant le lac de Saint Guérin.

- - - socle cristallin indifférencié du Rameau interne de Belledonne;
- tQ- Trias gréseux tégumentaire;
- tD- Trias dolomitique;
- tG- Trias: gypses des niveaux de décollement;
- l₁₋₈- Lias calcaréo-schisteux indifférencié;
- l₉- Aalénien schisteux;
- j₁₋₂- Bajocien-Bathonien calcaréo-gréseux;
- j₃₋₆- Callovo-Oxfordien calcschisteux;
- jT- Tithonique calcaire;
- jn- Jurasique supérieur à Crétacé inférieur (?) calcschisteux;
- G_{w-z}- formations glaciaires indifférenciées;
- EG- formations quaternaires indifférenciées;

Le triangle noir signale la présence de l'accident du col du Pré-Sallestet.
 L'étoile marque l'emplacement du claveau des Ravines Rouges dans lequel un témoin de la couverture du Rameau interne de Belledonne est conservé.

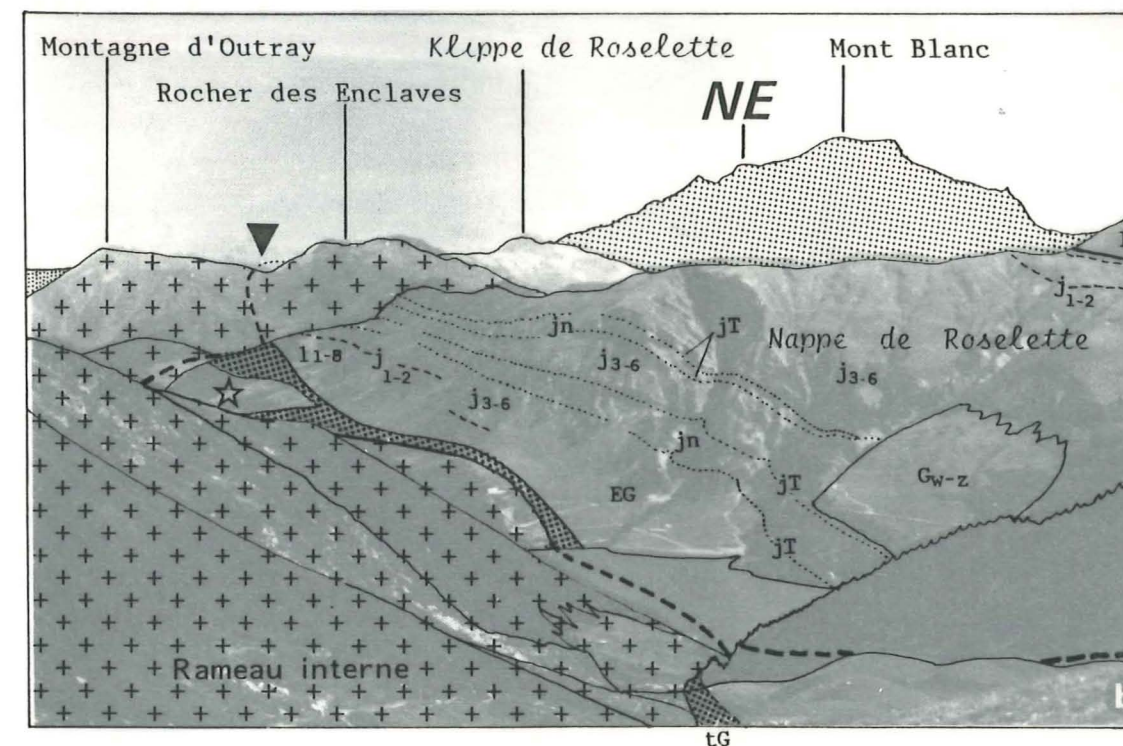
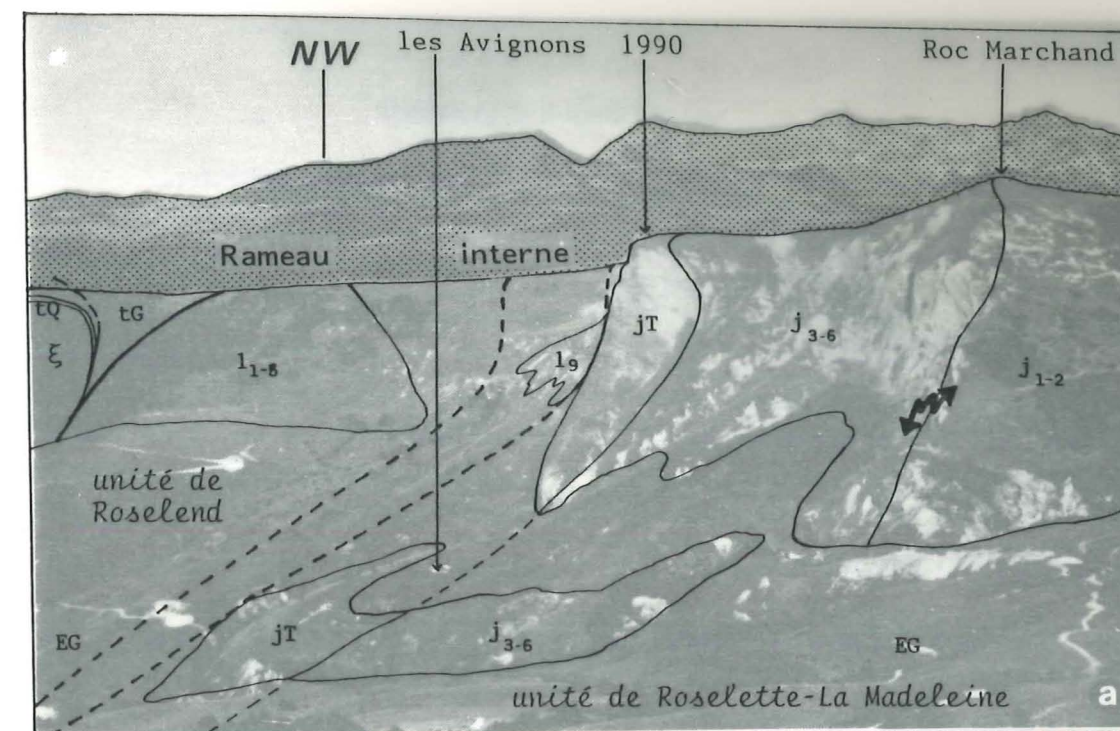




PLANCHE 34

LE CIRQUE DE LA BAGNAZ

Unité du Quermoz

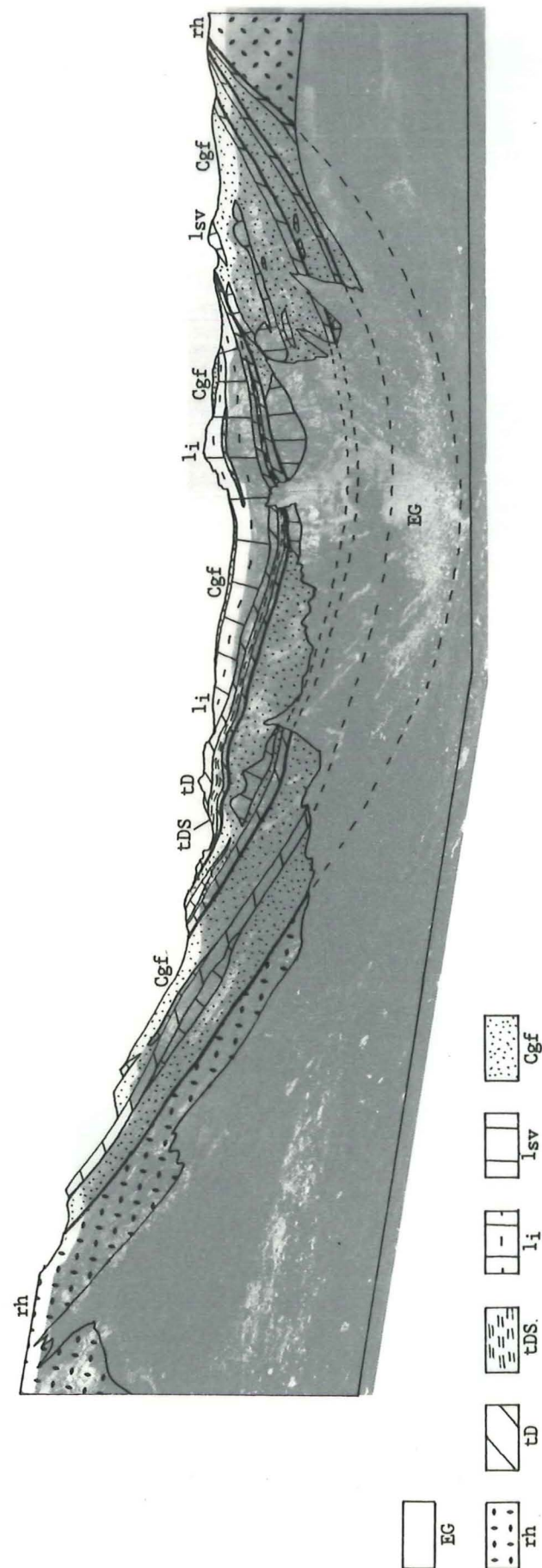
- tD- Trias moyen dolomitique;
- tDS- Trias supérieur schisto-dolomitique;
- li- Lias inférieur: cacaïres noirs biodétritiques;
- lsv- Lias moyen: calcaire de type Villette;
- Cgf- Série microconglomératique de base de la série détritique du flysch de Tarentaise;
- EG - formations quaternaires indifférenciées;

Unité des schistes de la Bagnaz

- rh- Permien: schistes de la Bagnaz;
- EG - formations quaternaires indifférenciées;

SW

NE



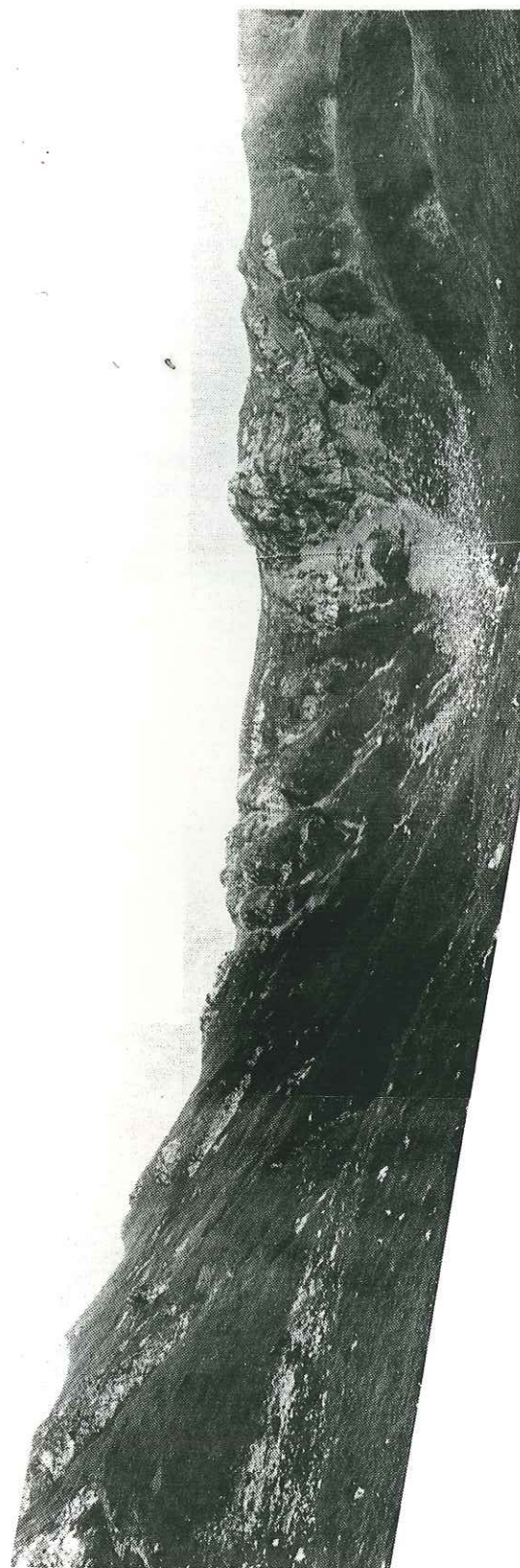


PLANCHE 35

a Versant septentrional du Quermoz.

- Br- Brèches du Quermoz (Dogger) ;
- Flysch de Tarentaise:
- Cg- conglomérats de base;
- CgG: bancs conglomératiques;
- Cgg: bancs microconglomératiques et gréseux;
- CgS: bancs schisteux ou calcschisteux;
- EG- formations quaternaires indifférenciées;

Au Quermoz, les conglomérats de base présentent la succession suivante:

- au dessus des brèches du Quermoz attribuées au Dogger, une centaine de mètres de microconglomérats et de calcaires gréseux gris noirs en bancs métriques alternent avec des calcschistes gris et des schistes noirs;
- 30 à 40 mètres de grès calcaires et de calcaires gréseux (pl.12, b) à quartz millimétriques subarrondis possèdent des amas de schistes noirs et sont associés à des bancs millimétriques à métriques de schistes noirs (Aalénien régénéré?);
- enfin, sous la couche des Marmontains, des conglomérats gris clair, en bancs métriques, non classés, épais d'une centaine de mètres, à très rares éléments de socle cristallin, ont des interbancs calcschisteux gris noir.

b Versant occidental du massif de Crève-Tête.

ZONE DELPHINOHELVETIQUE INTERNE

- tDS- Trias supérieur schisto-dolomitique;
- l1-5- Lias inférieur calcaire;
- l6-8- Lias calcschisteux;
- l9 - Aalénien schisteux;
- j1-2- Bajocien-Bathonien calcaréo-gréseux;

ZONE DES BRECHES DE TARENDAISE

- rh- Permien: schistes de la Bagnaz;
- n- Série détritique anté-flysch de Crève-Tête;
- Cg- Flysch de Tarentaise;

FP: Accident pennique frontal.

- tG- Trias: gypses des niveaux de décollement;

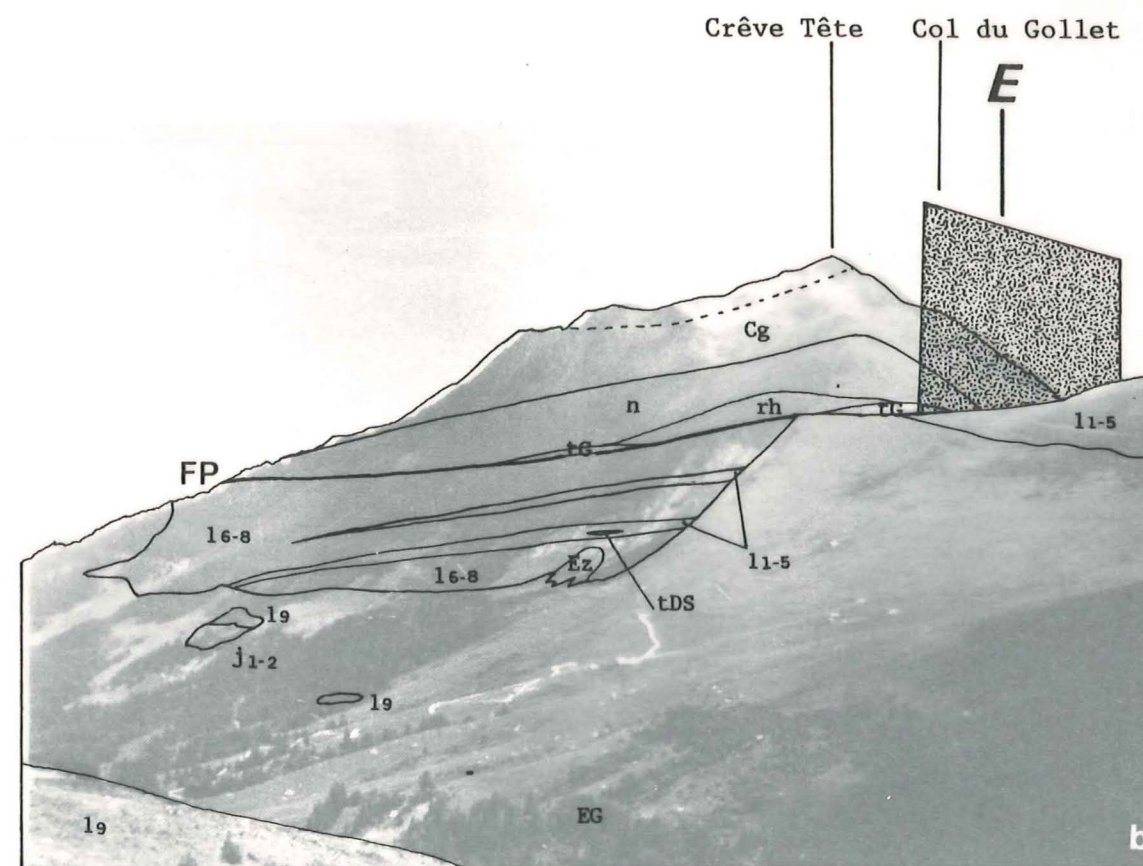
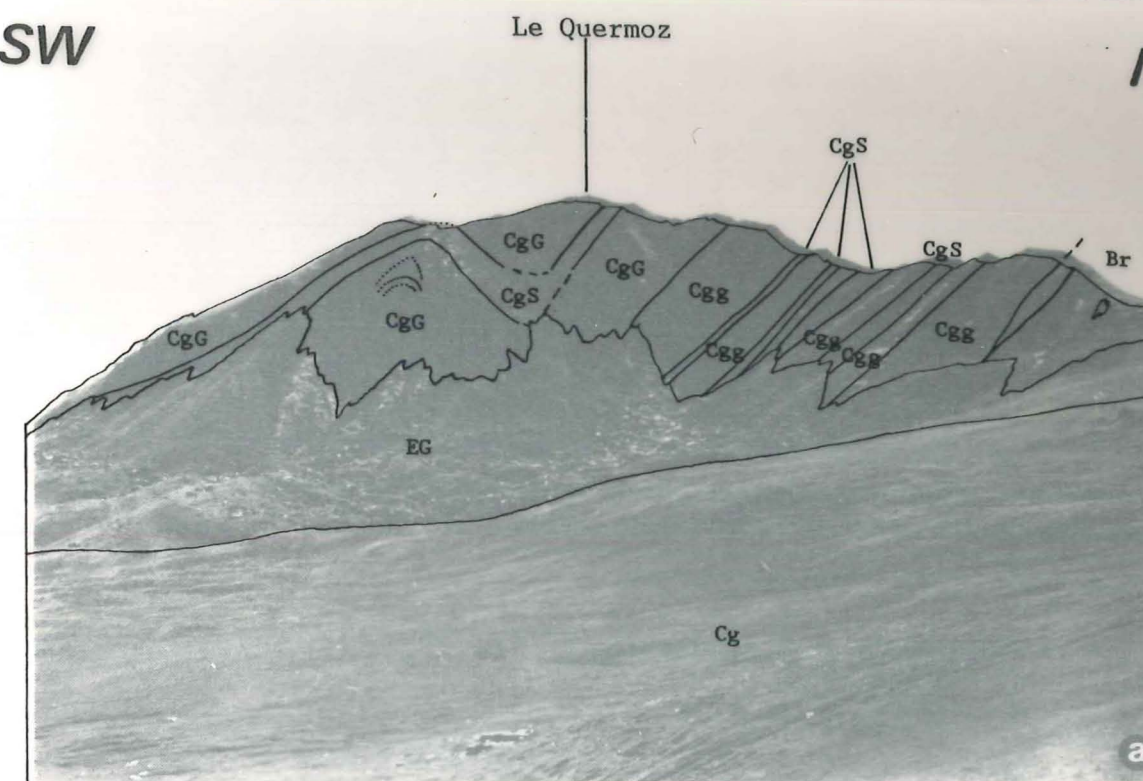
- EG- formations quaternaires indifférenciées;

Le plan vertical gris matérialise la faille du Gollet.

PLANCHE 35

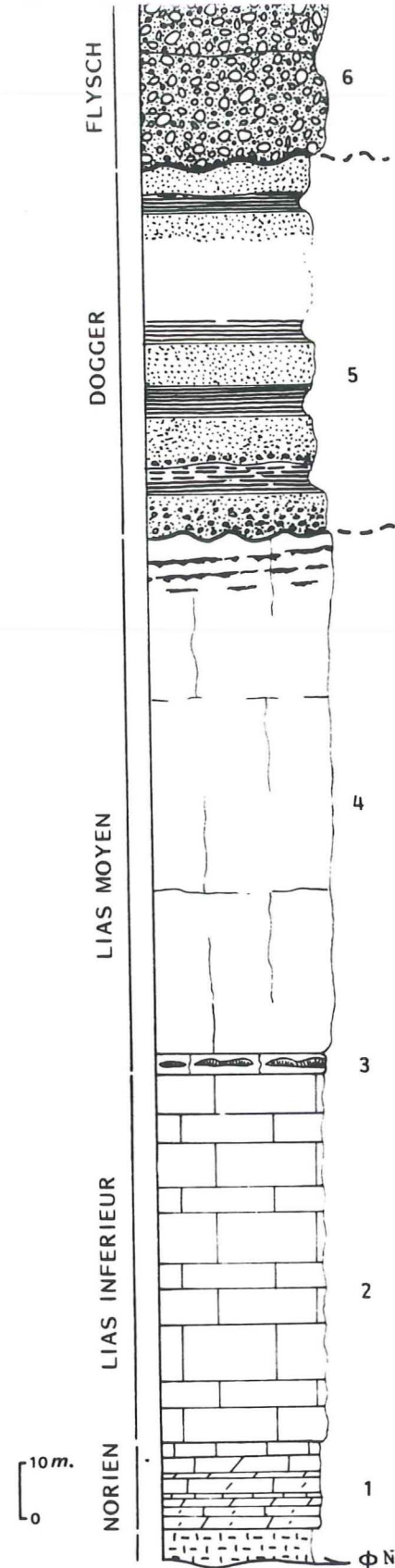
SW

NE





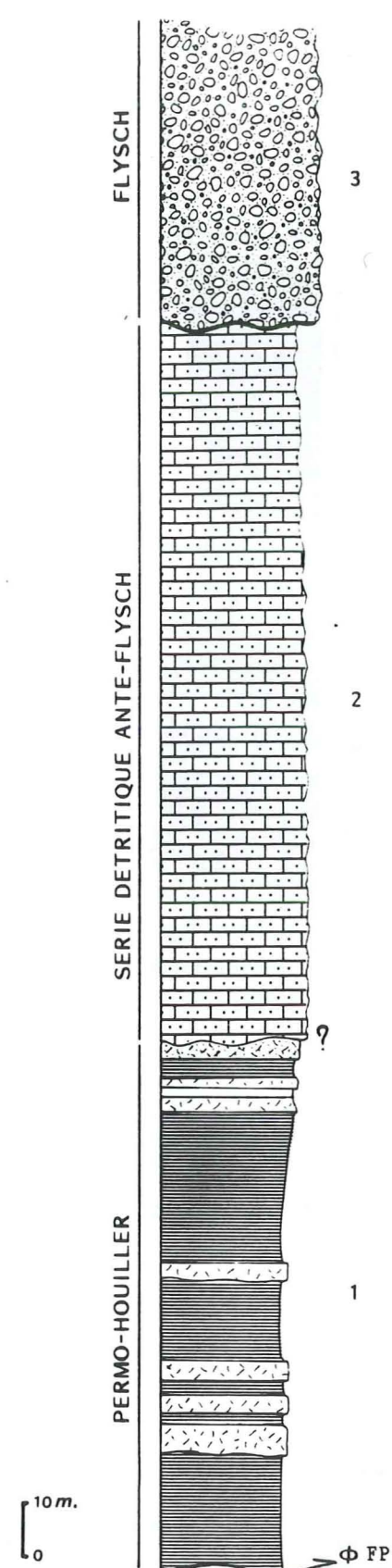
ANNEXES



Colonne lithostratigraphique synthétique du substratum mésozoïque du flysch priabonien de l'unité du Niélard;

Le contact de base de l'unité est souligné par des cargneules;

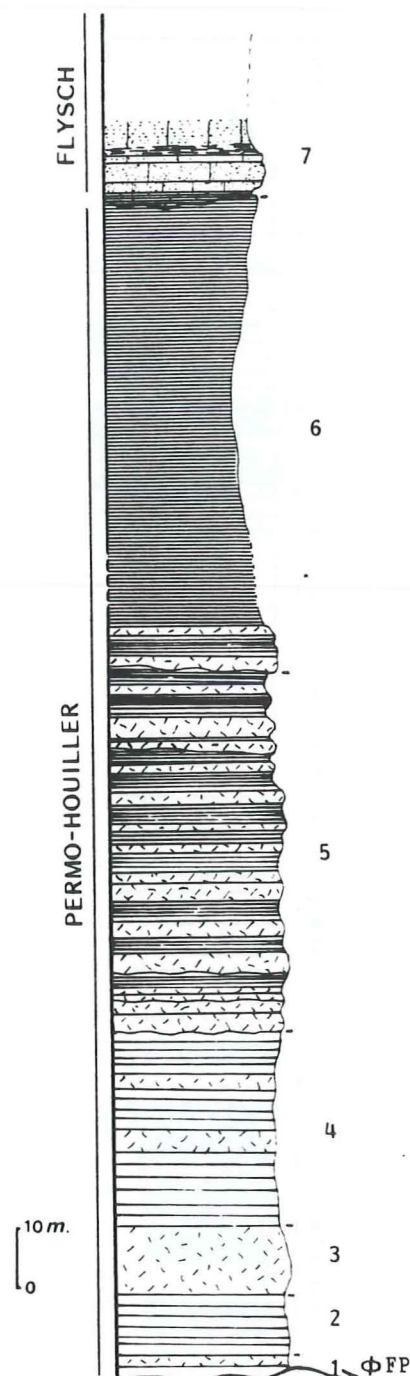
- 1:calcaires dolomitiques noirs à patine jaune à rousse en alternance avec des calcaires spathiques gris bleu foncé au sommet (Rhétien, 15m.);
- 2:calcaires spathiques gris bleu foncé à patine jaune-roux parfois microbréchiques à galets de dolomies jaunes (Hettangien ? à Sinémurien, 60 à 70m.);
- 3-4:Pliensbachien:
 - 3:calcaires beiges spathiques à biostromes (Pliensbachien, 5m.);
 - 4:calcaires blancs à gris spathiques à biohermes surmontés de deux niveaux condensés limonitiques principaux, épais de 2 à 3 cm (Pliensbachien, 100m. environ);
- 5:bancs décimétriques de brèches calcaires noirs et bancs métriques de calcschistes gris (Dogger p.p.) reposant sur une surface de ravinement (100m. environ);
- 6:conglomérats gréseux de la base du flysch priabonien reposant sur une surface de



Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de Crève-Tête;

Gypse et cargneules soulignent le front pennique;

- 1:conglomérats quartzeux rouge violacé et de schistes verts à zinzolins contenant de très rares horizons calcaires (Permo-Houiller);
- 2:calcaires gréseux à silteux micacés gris noir, parfois microbréchiques, à horizons calcschisteux noirs à gris (Crétacé supérieur ?);
- 3:conglomérats granoclassés et calcaires gréseux à la base passant insensiblement au sommet à un flysch à olistolithes (série détritique du flysch de Tarentaise).



Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité des schistes de la Bagnaz;

Le front pennique est souligné de gypse et de cargneules;

1-6: Permo-houiller;

1: conglomérats et microconglomérats quartzo-feldspathiques granoclassés noirs à la base puis grès quartzeux gris au sommet de chaque séquence; sédimentaires vers le haut, grès quartzeux gris et schistes silteux gris forment des séquences sédimentaires positives; de nombreux éléments détritiques sont rhyolitiques (Permo-Houiller);

2: schiste noir (Permo-Houiller, 10m.);

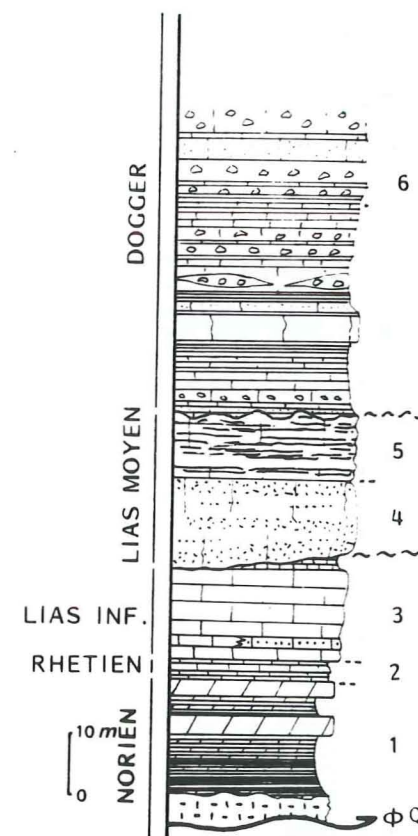
3: microconglomérats quartzo-feldspathiques granoclassés noirs à la base puis grès quartzeux gris au sommet de chaque séquence (10m.);

4: vers le haut, des grès quartzeux gris et schistes silteux gris forment des séquences sédimentaires positives; de nombreux éléments détritiques sont rhyolitiques (Permo-Houiller, 30m.);

5: microconglomérats quartzo-feldspathiques granoclassés zinzolins à la base puis schistes vert pâle à zinzolins au sommet de chaque séquence sédimentaire; vers le haut, schistes silteux vert pâle à zinzolins et schistes vert pâle à zinzolins forment des séquences sédimentaires positives; de nombreux éléments détritiques sont des dacites et des trachytes (Permo-Houiller, 50m.);

6: schistes verts à zinzolins (schistes de la Bagnaz s.s., Permo-Houiller, 100m. ?);

7: flysch de Tarentaise.



Colonne synthétique du substratum mésozoïque du flysch de Tarentaise dans l'unité du Quermoz;

Des cargneules et du gypse soulignent le contact anormal entre l'unité des schistes de la Bagnaz et l'unité du Quermoz;

1: schistes jaunes, rouge violacé à verts à lits dolomitiques jaunes et deux bancs de dolomies beiges massives (Norien, 2 à 10m.);

2: calcaires noirs dolomitiques lumachelliques à patine jaune à ocre (Rhétien, 4m.);

3: calcaires noirs à patine gris jaune (Hettangien ?, 2 m.), calcaires massifs gris foncé (Sinémurien, 12 m.) avec localement à la base un banc de calcaires noirs à patine rouille à oolites ferrugineuses; le Lias inférieur se termine par des calcschistes gris bleu noir (5m.);

4-5: Lias moyen, calcaires de type Villette (Pliensbachien, 22m.);

4: calcaires blancs à galets de dolomies jaunes (type Villette, Pliensbachien, 12m.) reposant sur une surface de ravinement;

5: calcaires blancs à rouge lie de vin à Belemnites entières, en bancs décimétriques, à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites; les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé à verts avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes et des débris de Belemnites (type Villette, Pliensbachien, 10m.);

6: série détritique du Dogger reposant sur une surface de ravinement: ensemble de calcaires et de calcschistes noirs à gris associés à des brèches calcaires noires à éléments dolomitiques jaunes et calcaires gris à noirs, très rarement à chenaux.

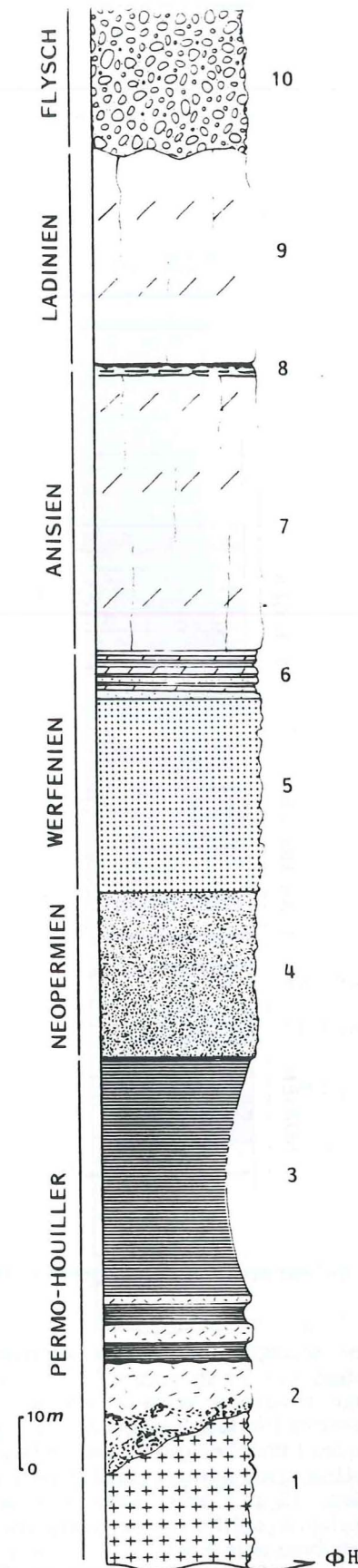


FIG. Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de Hautecour (d'après les descriptions de Barbier, 1952);

1: socle cristallin indifférencié;

2-3: Permo-Houiller;

2: conglomérats et microconglomérats quartzo-feldspathiques granoclassés bruns à zinzolins à la base puis grès quartzueux gris à rouges au sommet de chaque série; vers le haut, grès quartzueux gris à rouges et schistes silteux gris à rouges forment des séries positives;

3: schistes verts à zinzolins (schistes de la Bagnaz s.s.);

4: quartzites grossiers verdâtres (Néopermien, 30 à 40m.);

5-6: Werfénien;

5: quartzites fins blancs massifs, verdâtres au sommet (30 à 40m.);

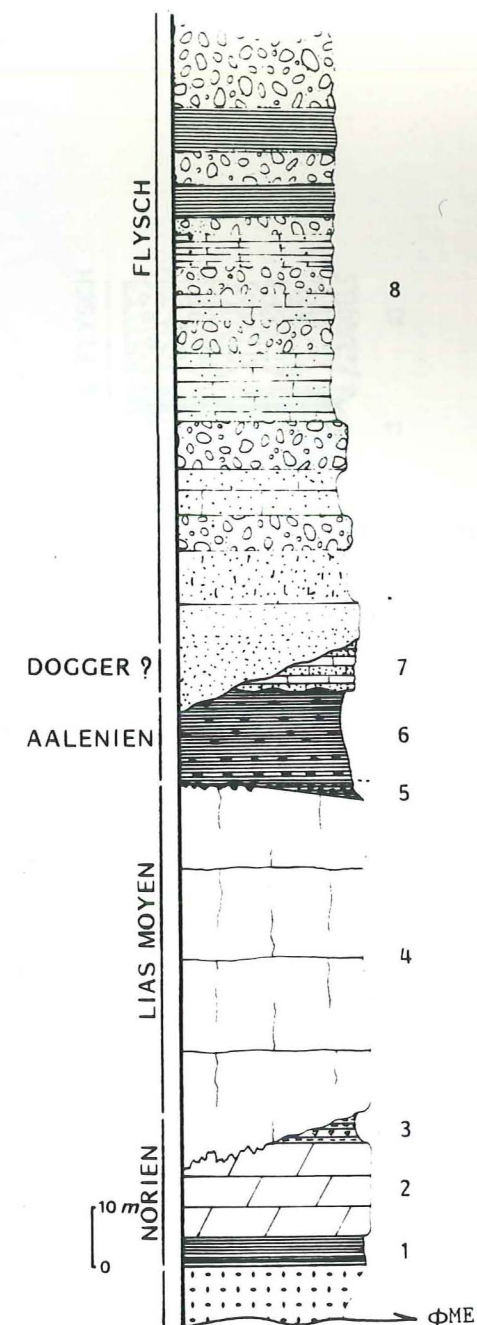
6: quartzites gris à noirs à lits schisto-dolomitiques dominant au sommet (10m.);

7: dolomies et calcaires crèmes à patine jaune à rousse, niveau repère vermiculé à la base (Anisien, 60m.);

8: enduits schisteux et encroûtements ferrugineux (0 à 0,5m.);

9: dolomies et calcaires gris cendré à brèches intraformationnelles (Ladinien, 40m.);

10: flysch de Tarentaise.



Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de Moûtiers externe;

Le contact de base de l'unité est souligné de gypse et de cargneules;

1-3: Norien;

1: schistes dolomitiques verts à rouge violacé (4m.);

2: dolomies fines jaunes et massives (10 à 15m.);

3: brèches dolomitiques brunes polygéniques à éléments dolomitiques jaunes à bruns (0 à 5m.);

4-5: Pliensbachien;

4: calcaires spathiques blancs de type Siaix (Pliensbachien) reposant sur une surface de ravinement;

5: schistes verts (0 à 2m.);

6: schistes noirs à nodules silicoalumineux et limonitiques (Aalénien, 0 à 10m.);

7: calcaires noirs microbréchiques à éléments dolomitiques jaunes et calcaires gris (série détritique du Dogger) reposant sur une surface de ravinement (0 à 10m.);

8: conglomérats de base de la série détritique du flysch de Tarentaise reposant sur une surface de ravinement.

Colonne lithostratigraphique synthétique de l'unité de Moultiers interne;

Le contact de base est souligné par du gypse et des cargneules.

1: brèches dolomitiques polygéniques grises (Norien ?);

2: calcaires noirs, dolomies grises à rares horizons pseudoolithiques et schistes noirs pyriteux (Rhétien, 15m.); argillites vertes (Rhétien, 4 à 5m.); brèches dolomitiques jaune ivoirin à tâches rouge violacé, roses à vert pâle et contenant des filons sédimentaires calcaires gris sous la base des calcaires spathiques blancs de type Siaix (Rhétien, 1 à 2m.);

3-10: Lias moyen (Pliensbachien), calcaires de type Siaix et de type Villette:

3: calcaires spathiques blancs, rarement rougeâtres, de type Siaix (Pliensbachien) partiellement dolomitisés;

4: calcaires rouge lie de vin à galets dolomitiques jaunes et à débris de Belemnites (calcaires de type Villette);

5: calcaires spathiques blancs, rarement rougeâtres, de type Siaix (Pliensbachien) partiellement dolomitisés;

6: calcaires rouge lie de vin à galets dolomitiques jaunes et à débris de Belemnites (calcaires de type Villette);

7: calcaires jaunes partiellement dolomitisés (calcaires de type Siaix, 8m.);

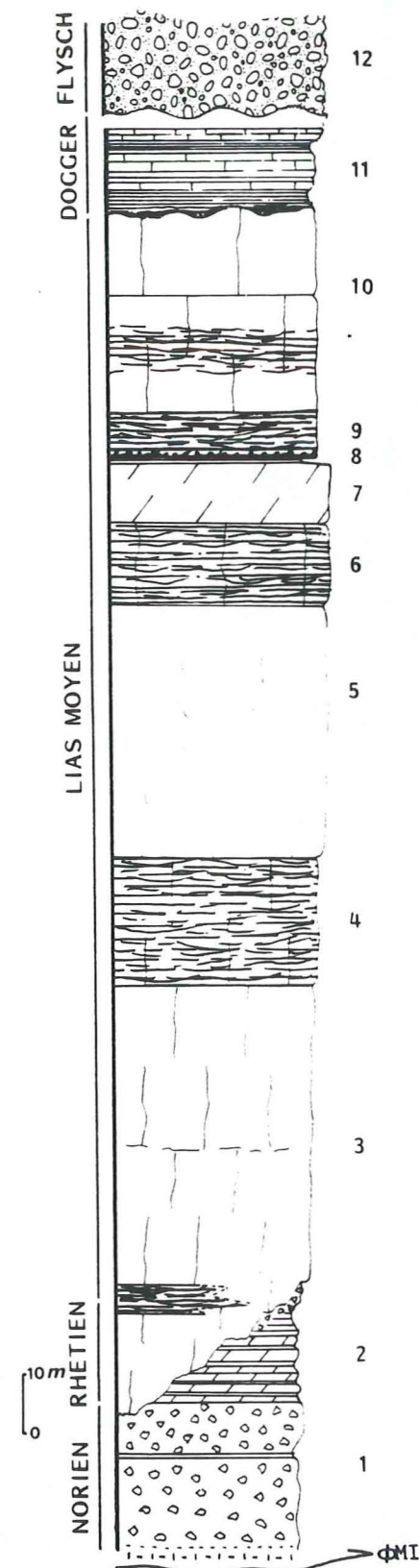
8: schistes vert pâle (0,5m.) surmontés par un fond condensé continu limonite-pyriteux à gros oncoïdes au sommet (3 à 10 cm.), dolomie jaune (0,5m.);

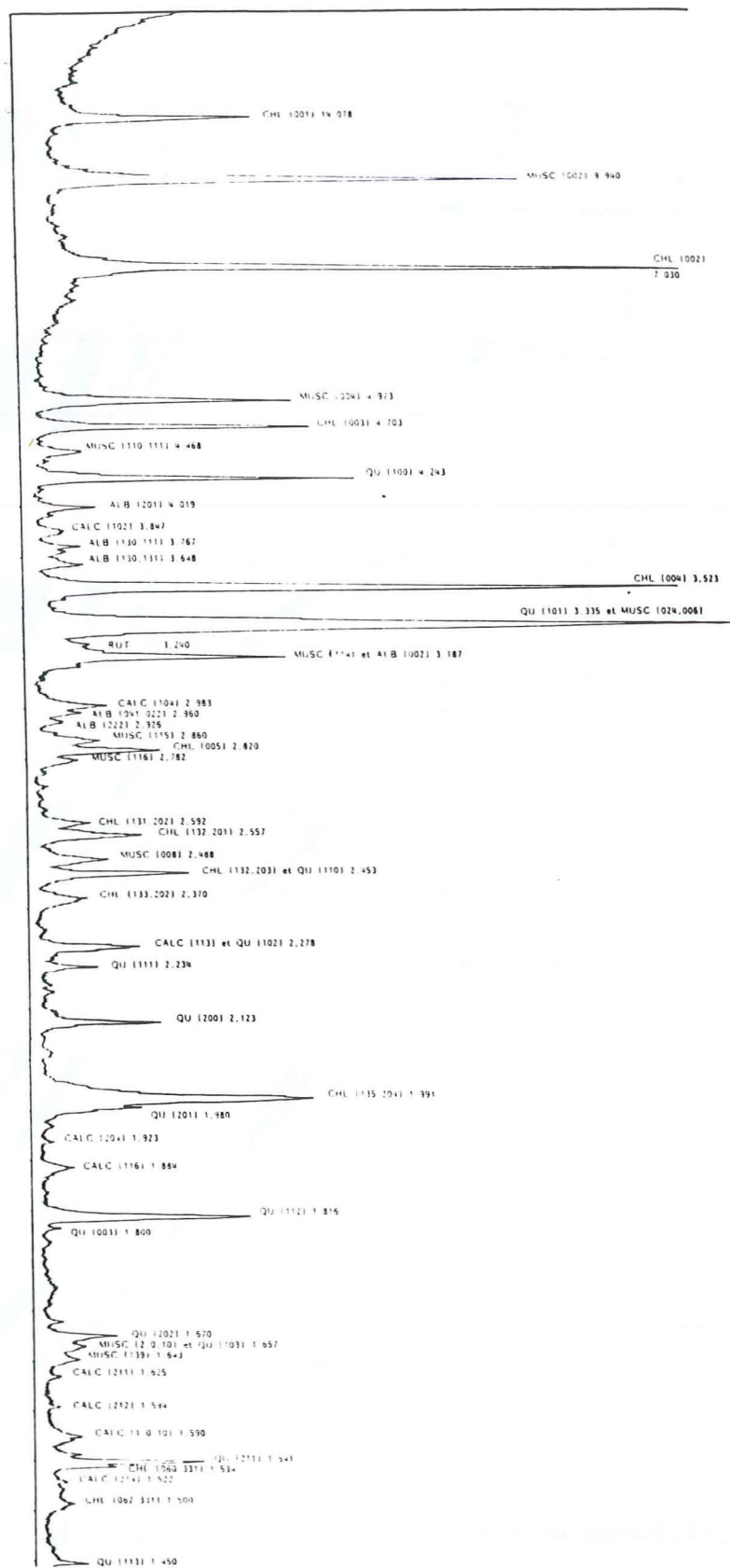
9: calcaires blancs à rouge lie de vin en bancs décimétriques à petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes (type Villette); les joints de bancs sont schisteux et hématitiques rouge lie de vin foncé avec de petits chenaux dans lesquels sont accumulés des galets dolomitiques jaunes;

10: calcaires spathiques blancs de type Siaix (4m.), puis calcaires rouge lie de vin en bancs métriques à petits galets dolomitiques jaunes (type Villette) à la base puis blancs à rosés sans clastes au sommet (type Siaix) (16m.), enfin, calcaires spathiques blancs de type Siaix (20m.), partiellement dolomitisés;

11: alternance de schistes, de calcschistes et de calcaires noirs reposant sur une surface de ravinement (Aalénien ?);

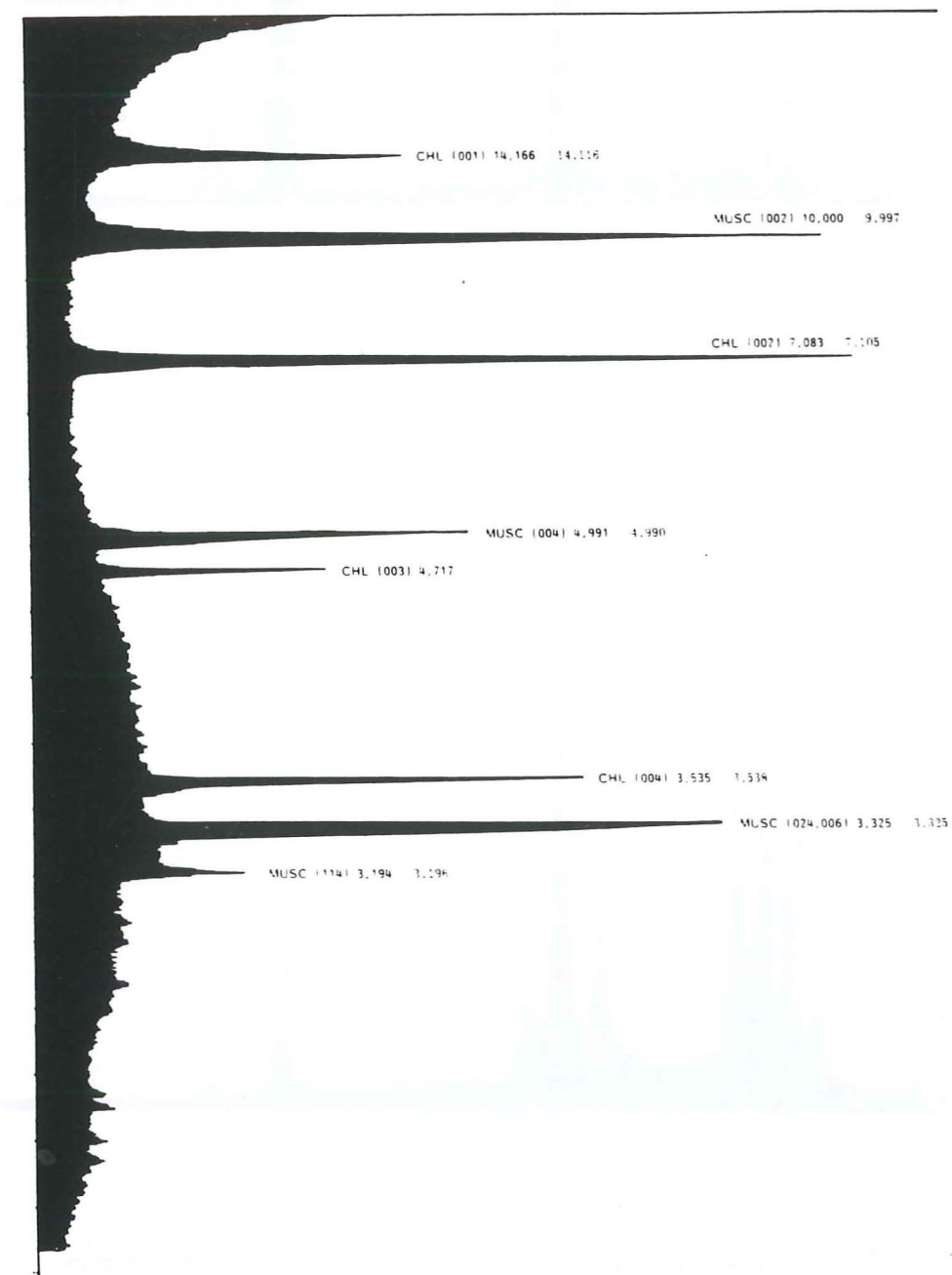
12: flysch de Tarentaise.





Spectre diffractométrique sur roche totale (schistes de la Bagnaz, cirque de la Bagnaz).

Spectre diffractométrique sur agrégats orientés (schistes de la Bagnaz, cirque de la Bagnaz).



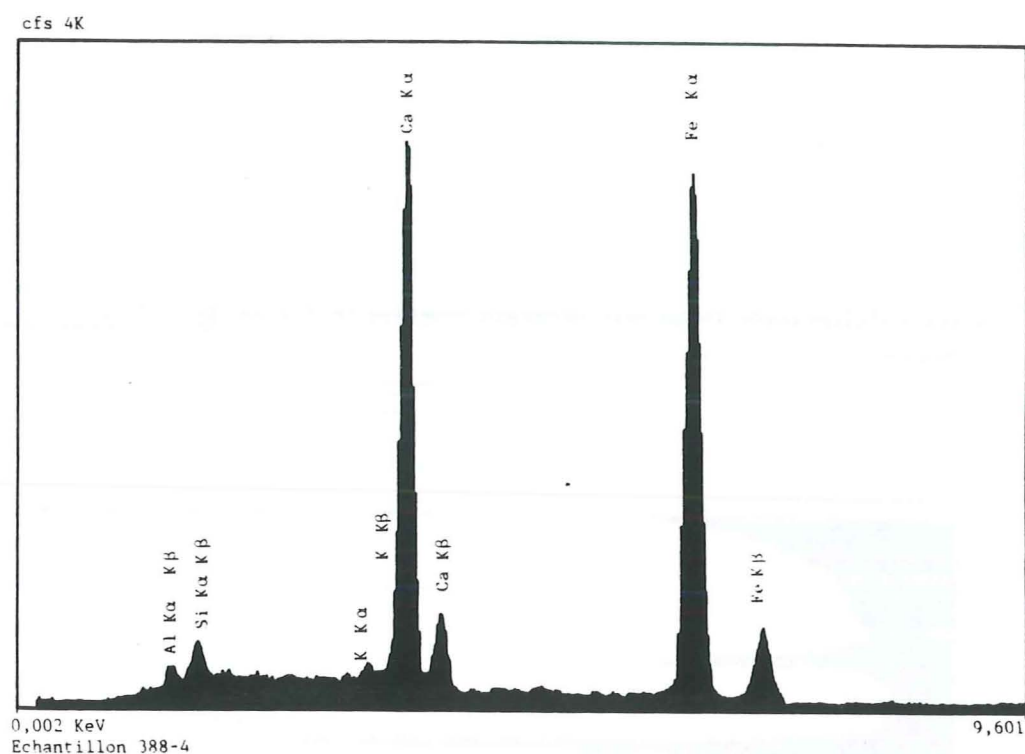


Diagramme diffractométrique réalisé sur la microsonde O.R.T.E.C.: niveaux condensés associés aux calcaires de type Slaix.

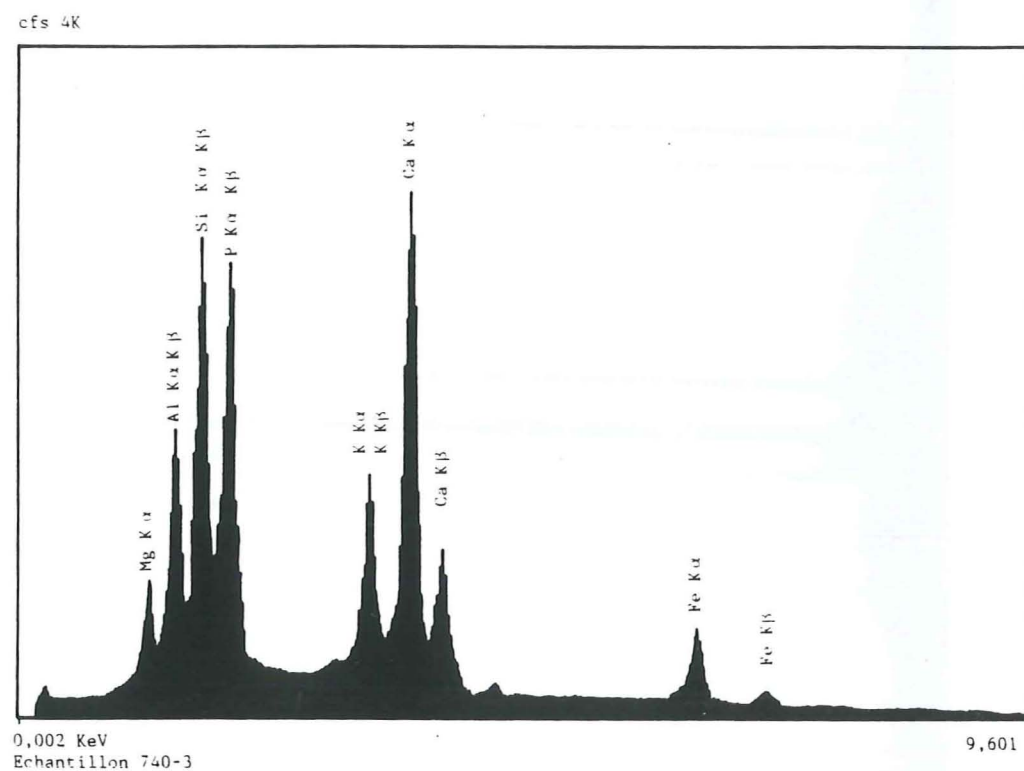


Diagramme diffractométrique réalisé sur la microsonde O.R.T.E.C.: niveaux condensés associés aux calcaires de type Villette.

Abbréviations utilisées dans les annexes.

n° : numéro d'échantillon

ROS : Unité de Roselend

R-M : Unité de Roselette-La Madeleine

C-G : Unité de la Crête des Gittes

BAG : Unité des Schistes de la Bagnaz

QUE : Unité du Quermoz

S : Calcites dans les plans de schistosité principale

E : Calcites dans les fentes d'extension

D : Calcites dans les plans de fractures

F : Matrice des séries détritiques du flysch

D : Matrice des séries détritiques du Dogger

d : dans la zone delphinohelvétique interne

n : dans l'unité du Niélard

q : dans l'unité du Quermoz

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B	3881	3882	3884	3401	3401 _b	3402	3402 _b	3403	3404	3405
%										
Ca	15,3	14,9	14,4	9,8	18,5			1,1	11,6	15,5
Si	0,8	0,8	1,1	32,0	1,2	63,1	16,8	21,8	9,1	6,5
Fe	22,0	23,9	25,4	9,0	6,0	11,8	76,0	71,0	32,5	15,3
Mg										
Al				5,7		14,4				
K				2,4		6,9				
P										
CO	61,2	59,6	57,8	39,2	73,9	1,8	4,7	4,5	46,1	61,2
tr	0,7	0,8	1,3	1,9	0,4	2,0	2,5	1,6	0,7	1,5

A	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
B	7400	7401	7403	3711	3712	5871	5871 _b	5872	5873	5874	6971	6972
%												
Ca	15,7	8,3	15,5	1,3				14,3			18,0	17,4
Si	7,6	24,7	7,2	10,3	14,3	8,8	6,9	5,8	5,2	7,7	0,8	4,1
Fe	1,7	6,1	1,4	66,9	61,9	73,8	78,7	14,3	85,8	78,5	2,2	5,3
Mg		9,0	1,2	8,6	10,2	8,6	6,1	4,9	6,1	6,6	tr.	1,6
Al	2,8	11,8	3,3	7,6	9,2	6,9	4,8	2,9	3,7	5,6		1,3
K		5,7	2,2									
P	7,2	1,2	7,0									7,0
CO	62,7	33,0	62,1	4,9	2,7	1,1	2,0	56,2		1,0	71,9	69,6
tr	2,3	0,2	2,1	0,4	1,7	0,8	1,5	1,6	0,7	0,6	0,1	0,7

A numero d'analyse
B numéro d'échantillon
tr éléments en traces

analyses des fonds condensés:
1 à 3 : des calcaires de type Siaix (pointe du petit Niéard)
4 à 10 : des calcaires de type Siaix (Etroits du Siaix)
11 à 13 : des calcaires de type Villette (anc. couvent de Villette)
14 à 22 : des calcaires de type Villette (les Mouilles)

Tableau I

Résultats d'analyses réalisées sur la microsonde O.R.T.E.C. du M.N.H.N. des différents niveaux condensés du Lias moyen dans la zone des brèches de Tarentaise et dans l'unité du Niéard.

n°	d _{002 2M1}	d _{060 2M1}	b ₀	M°c	l ₄ /l ₂	3CaCO ₃
51	9,992	1,502	9,012	0,218	0,564	00,0
52	9,979	1,500	9,000	0,150	0,503	55,3
275	9,977			0,200	0,469	00,0
278	9,970			0,200	0,501	00,0
312	9,968			0,140	0,522	34,5
499	9,990			0,110	0,500	40,5
500	9,960			0,120	0,561	46,7
659	10,001			0,200	0,549	00,0
661	9,998			0,180	0,597	00,0
672	9,997			0,280	0,491	00,0
673	9,988	1,500	9,000	0,180	0,615	00,0

Tableau II : paramètres cristallochimiques des muscovites et teneurs globales en calcite (Unité de Roselend).

n°	d _{002 2M1}	d _{060 2M1}	b ₀	M°c	l ₄ /l ₂	3CaCO ₃
14	9,966	1,500	9,000	0,248	0,501	00,0
23	9,998	1,502	9,012	0,112	0,501	00,0
34	9,997	1,500	9,000	0,149	0,534	00,1
35	9,991	1,482	8,892	0,200	0,558	00,0
42	9,957	1,499	8,994	0,132	0,528	00,0
50	9,980			0,215	0,411	00,0
59	9,961			0,194	0,496	00,0
208	9,972	1,498	8,988	0,223	0,515	00,0
236	9,980	1,504	9,026	0,173	0,528	00,1
239	9,960			0,197	0,497	00,0
240	9,988			0,203	0,502	00,0
241	9,999			0,220	0,520	00,0
250	9,998			0,264	0,501	00,0
251	9,996			0,271	0,568	00,0
252	9,989	1,498	8,988	0,140	0,457	00,0
253	9,963			0,220	0,557	00,0
255	9,973			0,260	0,499	00,0
264	9,985			0,202	0,498	00,0
265	9,999			0,160	0,572	00,0
267	9,988			0,220	0,569	00,0
268	9,970			0,180	0,570	00,0
374	9,982			0,200	0,443	56,3
446	9,993			0,140	0,558	42,7
450	9,991	1,499	8,994	0,140	0,395	00,0
649	9,975			0,520	0,572	00,0
650	9,996			0,200	0,510	00,0
718	9,965			0,150	0,624	05,7
722	9,968			0,175	0,620	00,0
728	9,968			0,150	0,663	01,6
731	9,975	1,500	9,000	0,175	0,453	80,5

Tableau III : paramètres cristallochimiques des muscovites et teneurs globales en calcite (Unité de Roselette-La Madeleine).

n°	d ₀₀₂ 2M1	M°c	I ₄ /I ₂	%CaCO ₃
218	9,998	0,200	0,536	00,0
219	9,992	0,170	0,587	00,0
221	9,984	0,180	0,582	00,1
222	9,976	0,200	0,523	00,0
223	9,974	0,190	0,526	00,0
224	9,960	0,180	0,525	00,0
225	9,985	0,160	0,568	00,1
256	9,981	0,140	0,675	00,0
258	9,955	0,200	0,567	00,0
266	9,995	0,120	0,513	05,0
345	9,955	0,280	0,445	50,8
601	9,957	0,230	0,598	00,0
693	9,971	0,200	0,556	00,0
726	9,972	0,180	0,507	00,0

	ROS	R-M	C-G	BAG
QUE	0,001	0,001	0,001	0,05
BAG	0,001	0,001	0,01	
C-G	0,10	0,25		
R-M	0,40			

Tableau VII : matrice des coefficients de corrélation pour le paramètre d₀₀₂ 2M1

	ROS	R-M	BAG
QUE	0,01	0,001	0,003
BAG	0,15	0,001	
R-M	0,001		

Tableau VIII : matrice des coefficients de corrélation pour le paramètre b₀

Tableau IV : paramètres cristallochimiques des muscovites et teneurs globales en calcite (Unité de la Crête des Gittes).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₆₀ 2M1	b ₀	M°c	I ₄ /I ₂	%CaCO ₃
28	9,963	1,501	9,006	0,180	0,524	00,0
77	9,976			0,241	0,604	00,0
108	9,968			0,140	0,521	00,0
130	9,941			0,160	0,584	00,0
135	9,967			0,180	0,500	00,1
136	9,961	1,502	9,012	0,180	0,518	00,0
142	9,965			0,140	0,460	00,0
144	9,968			0,160	0,451	00,0
172	9,949	1,502	9,012	0,160	0,515	00,0
173	9,970			0,140	0,533	00,0
209	9,935			0,100	0,522	51,4
227	9,937	1,501	9,006	0,180	0,482	00,0

Tableau V : paramètres cristallochimiques des muscovites et teneurs globales en calcite (Unité des Schistes de la Bagnaz).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₆₀ 2M1	b ₀	M°c	I ₄ /I ₂	%CaCO ₃
82	9,962			0,160	0,507	00,0
87	9,950	1,500	9,000	0,120	0,526	00,0
90	9,927	1,500	9,000	0,160	0,452	00,0
100	9,940	1,505	9,030	0,120	0,549	52,8
170	9,941			0,200	0,651	00,0
181	9,961			0,180	0,519	00,0
185	9,952			0,180	0,505	19,9
192	9,944	1,504	9,024	0,109	0,468	00,0
203	9,956			0,180	0,565	00,0
283	9,960			0,140	0,553	00,0
488	9,920	1,505	9,030	0,150	0,462	00,0
570	9,961	1,503	9,018	0,157	0,496	00,0
S	9,958	1,503	9,018	0,130	0,468	00,0

Tableau VI : paramètres cristallochimiques des muscovites et teneurs globales en calcite (Unité de Quermoz).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₀₂ pa	Δ _{m-p}	I _p /I _m
499	9,990	9,647	0,343	13%
661	9,998	9,650	0,348	20%

Tableau IX : paramètres cristallochimiques des paragonites (Unité de Roselend).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₀₂ pa	Δ _{m-p}	I _p /I _m
28	9,963	9,668	0,295	37%
77	9,976	9,667	0,309	36%

Tableau X : paramètres cristallochimiques des paragonites (Unité des Schistes de la Bagnaz).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₀₂ pa	Δ _{m-p}	I _p /I _m
241	9,999	9,657	0,352	19%
265	9,999	9,657	0,352	17%
266	9,996	9,655	0,341	33%
450	9,991	9,657	0,334	tr

Tableau XI : paramètres cristallochimiques des paragonites (Unité de Roselette-La Madeleine).

n°	d ₀₀₂ 2M1	d ₀₀₂ pa	Δ _{m-p}	I _p /I _m
82	9,962	9,670	0,292	30%
170	9,941	9,678	0,263	23%
181	9,961	9,678	0,283	21%
283	9,960	9,661	0,299	25%

Tableau XII : paramètres cristallochimiques des paragonites (Unité du Quermoz).

	d ₀₀₂ 2M1	b ₀	M _c	I ₄ /I ₂	Δ _{m-p}
ROS	+ 9,984 - 0,013	+ 9,004 - 0,004	+ 0,170 - 0,035	+ 0,543 - 0,047	+ 0,345 - 0,003
R-M	+ 9,980 - 0,013	+ 8,997 - 0,005	+ 0,192 - 0,040	+ 0,529 - 0,064	+ 0,350 - 0,005
C-G	+ 9,975 - 0,014		+ 0,181 - 0,027	+ 0,558 - 0,040	
BAG	+ 9,958 - 0,013	+ 9,009 - 0,004	+ 0,163 - 0,032	+ 0,554 - 0,058	+ 0,302 - 0,004
QUE	+ 9,948 - 0,013	+ 9,017 - 0,007	+ 0,153 - 0,027	+ 0,548 - 0,071	+ 0,284 - 0,006

Tableau XIII : moyennes et écart-types des paramètres cristallochimiques des muscovites et des paragonites dans toutes les unités.

	ROS	R-M	BAG
QUE	0,101	0,001	0,01
BAG	0,001	0,001	
R-M	0,15		

Tableau XIV : matrice des coefficients de corrélation pour le paramètre Δ

	ROS	R-M	C-G	BAG
QUE	0,30	0,001	0,01	0,40
BAG	0,60	0,02	0,1	
C-G	0,40	0,30		
R-M	0,40			

Tableau XV : matrice des coefficients de corrélation pour l'indice de cristallinité des muscovites.

	62	645	729	758	559	458	24	740	643	560	554
	S	S	S	S	E	E	D	D	D	D	D
en% Carbon.	84,9	95,1	47,1	87,8	57,3	99,6	100	74,0	98,4	99,6	98,4
en ppm											
Sr ²⁺	865	2962	103	2950	1238	1235	117	797	2100	1782	2035
Mg ²⁺	2163	3012	999	2875	991	865	2255	1620	1500	2300	1117
Fe ²⁺	2101	4669	2798	3900	1082	5237	1159	4286	3600	3507	5460
Mn ²⁺	124	100	225	1399	396	346	225	224	125	690	1886
en%											
Sr CO ₃	0,17	0,53	0,04	0,57	0,37	2,10	0,20	0,18	0,36	3,03	0,35
Mg CO ₃	0,89	1,11	0,74	1,14	0,61	3,03	7,89	0,76	0,53	8,05	0,40
Fe CO ₃	0,52	1,03	1,25	0,93	0,69	10,99	8,73	1,21	0,77	7,36	1,17
Mn CO ₃	0,03	0,02	0,10	0,33	0,14	0,72	0,47	0,06	0,02	1,45	0,40
Ca CO ₃	83,29	92,41	44,97	84,83	55,49	82,76	82,71	71,79	96,72	79,71	96,08
ins.	15,1	4,9	52,9	12,2	42,7	0,4	0,4	26	1,6	0,4	1,6

Tableau XVI : teneurs en éléments traces dans les calcites syntectoniques de la zone delphinohelvétique interne.

	787	788	789	792	793	794	782	790	791
	S	S	S	E	E	E	D	D	D
en% Carbon.	93,7	70,7	89,0	88,4	92,9	96,8	98,7	92,4	96,8
en ppm									
Sr ²⁺	1157	1327	3762	1742	2243	3598	165	1752	1665
Mg ²⁺	1327	2028	167	459	2860	61	945	1960	5454
Fe ²⁺	2238	15216	418	860	16264	302	2760	13666	15454
Mn ²⁺	166	911	25	75	1222	33	576	1060	840
en%									
Sr CO ₃	0,21	0,32	0,72	0,20	0,41	0,63	0,03	0,32	0,29
Mg CO ₃	0,49	1,00	0,46	0,18	1,07	0,02	0,33	0,74	1,92
Fe CO ₃	0,50	4,50	0,10	0,20	3,67	0,06	0,58	3,80	3,34
Mn CO ₃	0,04	0,27	0,01	0,02	0,27	0,01	0,12	0,24	0,18
Ca CO ₃	92,46	64,61	87,71	87,80	87,48	96,08	97,64	87,3	91,07
ins.	6,3	29,3	11	11,6	7,1	3,2	1,3	7,6	3,2

Tableau XVII : teneurs en éléments traces dans les calcites syntectoniques de l'Unité du Niélard (Zone du Niélard).

	537	526	536	402	619
	S	E	E	E	E
en% Carbon.	75,2	100	97,5	89,0	92,3
en ppm					
Sr ²⁺	904	1454	1540	1241	2750
Mg ²⁺	879	2382	2486	2537	2105
Fe ²⁺	1958	4463	6309	3214	3873
Mn ²⁺	100	702	845	564	281
en%					
Sr CO ₃	0,20	2,47	0,27	0,24	0,51
Mg CO ₃	0,41	8,34	0,90	1,00	0,80
Fe CO ₃	0,55	9,37	1,36	0,76	0,88
Mn CO ₃	0,03	1,47	0,18	0,13	0,06
Ca CO ₃	74,01	78,35	94,79	86,87	90,05
ins.	24,8	0	2,5	11	7,7

Tableau XVIII : teneurs en éléments traces dans les calcites syntectoniques dans l'Unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

	NIELARD	QUERMOZ	DAUPHINOIS
S	0,111 ± 0,059	0,055	0,110 ± 0,041
E	0,123 ± 0,034	0,084 ± 0,019	0,031 ± 0,025
D	0,057 ± 0,035		0,081 ± 0,019

Tableau XIX : moyennes et écart-types des rapports molaires mSr/mCa x 10⁻² dans les calcites syntectoniques.

A	779 ₁	779 ₂	780 ₂	780 ₁	780 _{1b}	B	781 ₁	783 ₂	781	784 ₁	784 ₂
en%											
Carbon.	87,8	88	71,4	74,4	75	77	25	77	50,4	51	
en ppm											
Sr ²⁺	217	214	272	201	214	311	256	310	461	440	
Mg ²⁺	23388	23557	33145	31388	27988	21734	588	26476	1019	972	
Fe ²⁺	3211	3184	23292	1851	2059	2371	3182	2575	9168	8750	
Mn ²⁺	234	257	263	249	236	291	718	346	1221	1271	
en%											
Sr CO ₃	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,17	0,07	0,16	0,15	
Mg CO ₃	9,30	9,37	16,33	14,84	13,06	9,88	0,82	12,03	0,71	0,67	
Fe CO ₃	0,77	0,76	0,69	0,52	0,58	0,65	2,67	0,70	0,38	3,60	
Mn CO ₃	0,06	0,06	0,08	0,07	0,06	0,08	0,60	0,09	0,51	0,52	
Ca CO ₃	77,63	77,77	54,24	58,92	61,25	66,32	20,74	64,11	48,64	46,06	
ins.	12,2	12	28,6	25,6	25	23	75	23	49,6	49	

Tableau XX : teneurs en éléments traces dans les calcites matricielles.

A: de la série détritique du Dogger.

B: de la série détritique du Priabonien dans l'Unité du Niélard (Zone du Niélard).

A	177	163	148	105	197	B	413	426
en%								
Carbon.	88,6	78,5	72,3	81,3	78,0	42,3	78,0	
en ppm								
Sr ²⁺	617	1481	996	779	905	537	851	
Mg ²⁺	1800	1728	1618	4018	2010	1677	44444	
Fe ²⁺	2572	5185	2332	2143	4925	5837	3305	
Mn ²⁺	206	222	548	195	633	302	225	
en%								
Sr CO ₃	0,12	0,32	0,23	0,16	0,20	0,22	0,18	
Mg CO ₃	0,71	0,77	0,78	1,73	0,90	1,40	19,94	
Fe CO ₃	0,61	1,39	0,68	0,55	1,32	2,92	0,89	
Mn CO ₃	0,05	0,06	0,16	0,05	0,17	0,15	0,06	
Ca CO ₃	87,11	75,96	70,45	78,81	75,41	37,61	56,93	
ins.	11,4	21,5	27,7	18,7	22	57,7	22	

Tableau XXI : teneurs en éléments traces dans les calcites matricielles.

A: de la série détritique du flysch de Tarentaise dans l'Unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

B: de la série détritique du flysch de Tarentaise dans l'Unité de Crête-Tête (zone des Brèches de Tarentaise).

A	779 _{3a}	779 _{2b}	779 _{3c}	779 _{2a}	779 _{3b}	B	783 _{2b}	783 _{1b}	783 _{2c}	783 _{1a}	783 _{2a}
en%											
Carbon.	28,3	94,8	85,9	92,2	73,7	92,7	88,0	89,8	83,3	91,4	
en ppm											
Sr ²⁺	134	274	199	342	185	633	473	498	867	1232	
Mg ²⁺	1131	3931	10951	5032	16942	15814	24684	10548	19160	4065	
Fe ²⁺	1883	1318	919	1185	1053	1354	1300	1071	1933	691	
Mn ²⁺	199	575	151	167	180	535	577	270	557	266	
en%											
Sr CO ₃	0,08	0,05	0,04	0,06	0,04	0,11	0,09	0,09	0,18	0,23	
Mg CO ₃	1,41	1,45	4,45	1,91	8,01	5,95	0,98	4,10	8,08	1,56	
Fe CO ₃	1,41	0,29	0,22	0,27	0,30	0,30	0,31	0,25	0,49	0,16	
Mn CO ₃	0,15	0,13	0,04	0,04	0,05	0,12	0,14	0,06	0,14	0,06	
Ca CO ₃	25,25	92,88	81,15	89,92	65,30	86,22	86,48	85,30	74,41	89,39	
ins.	71,7	5,2	14,1	17,8	26,3	7,3	12	10,2	16,7	8,6	

Tableau XXII : teneurs en éléments traces dans les calcites des galets du Lias moyen.

A : de la série détritique du Dogger.

B: de la série détritique du Priabonien dans l'Unité du Niélard (zone du Niélard).

A	80	153	153	153	153	B	214	279	280	280	282
en%											
Carbon.	85,2	94,1	77,2	65,2	85,9	75,8	60,6	91,3	61,4	72,1	
en ppm											
Sr ²⁺	945	775	737	633	527	634	363	1408	466	1221	
Mg ²⁺	16490	2564	1920	6602	5620	713	26042	3287	29269	4566	
Fe ²⁺	1891	469	981	1439	920	896	1544	860	3588	787	
Mn ²⁺	180	127	176	181	234	124	199	86	211	159	
en%											
Sr CO ₃	0,19	0,14	0,16	0,16	0,10	0,14	0,10	0,26	0,13	0,29	
Mg CO ₃	6,79	0,95	0,87	3,55	2,29	0,33	14,94	1,26	16,79	2,22	
Fe CO ₃	0,47	0,10	0,27	0,46	0,22	0,25	0,53	0,20	1,23	0,23	
Mn CO ₃	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,03	0,07	0,02	0,07	0,04	
Ca CO ₃	77,71	92,88	75,85	60,97	83,23	75,05	44,96	89,56	43,18	69,32	
ins.	14,8	5,9	12,8	34,8	14,1	24,2	39,4	8,7	38,6	27,9	

Tableau XXIII : teneurs en éléments traces dans les calcites des galets du Lias moyen.

A: de la série détritique du Dogger.

B: de la série détritique du flysch de Tarentaise dans l'Unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

	214	296	188
en%			
Carbon.	62,2	76,0	87,0
en ppm			
Sr ²⁺	599	649	901
Mg ²⁺	17661	1996	2503
Fe ²⁺	1546	2794	1652
Mn ²⁺	150	299	200
en%			
Sr CO ₃	0,16	0,14	0,17
Mg CO ₃	9,97	9,19	1,01
Fe CO ₃	0,52	0,77	0,40
Mn CO ₃	0,05	0,08	0,05
Ca CO ₃	51,50	65,82	85,37
ins.	37,8	24	13

Tableau XXIV : teneurs en éléments traces dans les calcites matricielles de la série détritique du Dogger de l'Unité du Quermoz (zone des Brèches de Tarentaise).

	MATRICE	GALETS
D _n	0,013 ± 0,002	0,015 ± 0,004
D _q	0,043 ± 0,003	0,049 ± 0,020
F _n	0,024 ± 0,014	0,038 ± 0,014
F _{ct}	0,050 ± 0,001	0,041 ± 0,008
F _q	0,055 ± 0,018	

Tableau XXV : moyennes et écart-types des rapports molaires mSr/mCa x 10⁻² dans toutes les unités.

	D _n	D _q	F _n
F _q	0,001	0,001	0,001
F _n	0,15	0,02	
D _q	0,001		

Tableau XXVI : matrice des coefficients de corrélation pour les rapports molaires mSr/mCa.

Tableau XXVII :

CALCITES SYNTÉCTONIQUES DE L'UNITÉ DU NIELARD
DANS:

numéro d'échantillon	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
les plans de schistosité		
787	- 0,18	- 9,60
788	- 2,47	-10,23
789	- 1,76	- 9,45
les fentes de tension		
782	+ 0,43	-11,53
790	- 0,76	-10,62
791	- 0,73	-10,78
les fractures		
792	- 2,32	- 9,86
793	- 0,47	-10,13
794	- 0,48	- 9,48

Tableau XXIX :

CALCITES SYNTÉCTONIQUES DE L'UNITÉ DU QUERMOZ
DANS:

numéro d'échantillon	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
les plans de schistosité		
537	+ 1,59	- 5,59
760	+ 1,14	- 4,29
765	+ 1,45	- 3,69
les fentes de tension		
402	+ 1,08	- 9,23
619	+ 1,82	- 5,90
619	+ 1,82	- 6,24
les fractures		
762	+ 1,02	- 4,38
763	- 0,60	- 5,72
764	+ 1,43	- 6,47

	S _d	E _d	D _d	S _n	E _n	D _n	S _q	E _q
D _q	0,40	0,02	0,10	0,001	0,001	0,001	0,20	0,10
E _q	0,03	0,40	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05	
S _q	0,75	0,01	0,60	0,001	0,001	0,001		
D _n	0,30	0,001	0,001	0,01	0,01			
E _n	0,001	0,02	0,001	0,60				
S _n	0,001	0,02	0,001					
D _d	0,10	0,001						
E _d	0,001							

Tableau XXX : matrice des coefficients de corrélation pour les δ¹⁸O des calcites syntectoniques dans toutes les unités.

Tableau XXVIII :

CALCITES SYNTÉCTONIQUES DE LA ZONE
DAUPHINOISE DANS:

numéro d'échantillon	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
les plans de schistosité		
62	- 1,48	- 4,79
645	+ 1,18	- 4,70
729	+ 1,25	- 4,52
les fentes tension		
24	+ 1,44	- 7,21
458	- 2,13	- 8,66
les fractures		
554	+ 0,15	- 9,97
643	+ 1,11	- 4,62
730	+ 2,32	- 4,39

Tableau XXXI : calcite matricielle de la série détritique du Priabonien dans l'Unité du Niélard.

numéro d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
781	+ 2,01	- 9,69
783	- 1,27	-10,35
784	- 3,19	- 9,42

Tableau XXXV : matrice des coefficients de corrélation pour les $\delta^{18}\text{O}$ des calcites matricielles dans toutes les unités.

	D_q	F_q	D_n
F_n	0,001	0,001	0,001
D_n	0,05	0,60	
F_q	0,05		

Tableau XXXII : calcite matricielle de la série détritique du Dogger dans l'Unité du Niélard.

numéro d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
779	+ 2,28	- 7,54
780	+ 2,30	- 4,72
780	+ 2,05	- 5,69

Tableau XXXIII : calcite matricielle de la série détritique du Dogger dans l'Unité du Quermoz.

numéro d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
80	+ 1,40	- 3,98
147	+ 1,71	- 3,82
188	+ 1,77	- 4,68
204	+ 1,54	- 5,07
212	+ 0,99	- 3,74
279	+ 1,95	- 4,26
280	+ 1,52	- 4,11
281	+ 1,30	- 4,57
285	+ 1,50	- 4,33
294	+ 1,80	- 4,64
295	+ 1,38	- 4,11
296	+ 1,23	- 4,68
297	- 0,05	- 5,75
299	+ 1,39	- 5,20
416	+ 1,17	- 5,32
471	+ 1,37	- 4,40
538	+ 1,84	- 4,24

Tableau XXXIV : calcite matricielle de la série détritique du flysch de Tarentaise dans l'Unité du Quermoz.

numéro d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
79	+ 0,98	- 5,37
83	+ 2,24	- 4,63
85	+ 1,62	- 5,45
95	+ 0,36	- 8,22
99	+ 2,24	- 4,22
105	+ 0,92	- 2,51
148	+ 1,48	- 9,19
153	+ 1,62	- 4,03
160	+ 1,47	- 4,26
163	+ 1,40	- 3,99
165	+ 1,00	- 5,10
177	+ 1,58	- 4,75
178	+ 1,76	- 4,51
180	+ 1,44	- 6,03
186	+ 1,55	- 6,31
197	+ 1,97	- 2,68
531	+ 1,50	- 8,99
535	+ 1,63	- 5,74
564	+ 1,78	- 4,08
702	+ 1,28	-10,77

CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF
DU BEAUFORTIN ET DE LA VALLEE DE LA
BASSE TARENTAISE

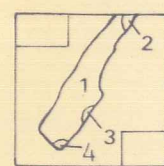
(SAVOIE):

ZONE DAUPHINOISE, ZONE DU NIELARD et ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE.

1/50 000

J.P. CELY

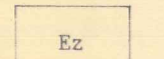
1988



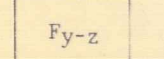
- 1 Gély (1988)
2 Bitchanoff et Triboulet (1980)
3 La Chia Yu (1986) en collaboration avec
S. Fedral (modifié)
4 d'après Barbier (1948) et Bartfety et al. (1983)



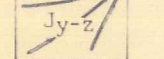
Remblais



Ecoulements actuels et tufs



Alluvions de fond de vallée



Cônes de déjection actuels et anciens

ZONE DAUPHINOISE (domaine d'épizone)

COUVERTURE

Priabonien-calcaires fins à petites Nummulites

Jurassique supérieur à Crétacé inférieur(?): schistes argileux

Tithoniquicalcaires fins

Callovo-Oxfordien: calcaires, schistes à nodules

Bajocien-Bathonien: calcaires gréseux

Aalénien: schistes à nodules

1.1a -Hettangien-Toarcien: calcaires argileux et calcaires
1.1a -Domérien-Toarcien: calcaires

1.1a -Hettangien-Carixien: calcaires argileux, calcaires à entroques

Rhétien(?): quartzites, dolomie, calcaires lumachelliques

Trias supérieur: argilites versicolores, marbre blanc

1.1a -Carnoules
1.1a -Gypses

TEGUMENT

Trias: dolomies

Trias: grès et conglomérats de base

SOCLE

Carbonifère supérieur: conglomérats, grès et schistes

Socle cristallin indifférencié du Rameau interne du massif de Belledonne

Granite de Beaufort et d'Outray

Socle cristallin indifférencié de la nappe de Roselette

QUATERNAIRE

BC Ecoulements et formations glaciaires associées

Quaternaire Formations glaciaires indifférenciées d'âge indéterminé

Glissement de terrain

Ecoulement

UNITE DU NIELARD (domaine d'anchizone)

PF-Priabonien: conglomérats, grès et schistes

PF-Lutétien: calcaires d'Orgental en olistolithe

PF-Socle indifférencié en olistolithe

Dogger moyen : conglomérats calcaires et calcaires

Lias moyen: calcaires récifs et périrécifs

Lias inférieur: calcaires biodétritiques

Trias
1.1a -dolomies
1.1a -quartzites
1.1a -carnoules

ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE (domaine d'épizone)

COUVERTURE

Série détritico-flysch de Tarentaise

F Flysch calcaire-gréseux

C Conglomérats supérieurs

S Schistes et grès (couche des Marnontains)

CG -conglomérats de base

CG -microconglomérats de base

CG -Série détritico-flysch de l'unité de Hautecour

Série détritico-flysch

Crétacé supérieur: calcaires gréseux de l'unité de Crève-Torte

Dogger: brèches du Quermoz

Substratum des formations détritico-flysch

Aalénien (?) : schistes à nodules

1.1a -calcaires de type Stalix

Lias moyen: lav-calcaires de type Villette

Lias inférieur: calcaires biodétritiques

Rhétien(?): schistes dolomitiques et calcaires lumachelliques

Trias supérieur: schistes dolomitiques versicolores et dolomies massives

1.1a -Carnoules
1.1a -Gypses

SOCLE ET TEGUMENT

Dolomies massives du Trias moyen

Permien-Trias(?): conglomérats, grès et schistes

Permien-boulle(?) : formation des schistes de la Hagaz

Socle cristallin indifférencié de Hautecour

Eléments structuraux: pendage de la stratification, de la schistosité ou de la foliation

× Pendage normal

× Pendage inverse

× Pendage vertical

× Charnière de pli

~ Mésopli

Signes divers

† Gîte de fossiles: microfaune

† Gîte de fossiles: macrofaune

▲ Entonnoirs de dissolution

▲ Gouffre, fissures karstiques

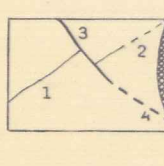
• • • • • Sondage avec son numéro d'archivage au Service Géologique National et avec la cote de profondeur du toit du socle

✓ Carrières - en activité

✗ Carrières - abandonnées

★ Localisation des coupes décrites

♦ Sources sulfatées de la région de Grand-Naves (Nicoud, 1976)



- 1: Contour géologique observé
2: Contour géologique supposé ou masqué
3: Contact anormal observé
4: Contact anormal supposé ou masqué
5: Mylonites

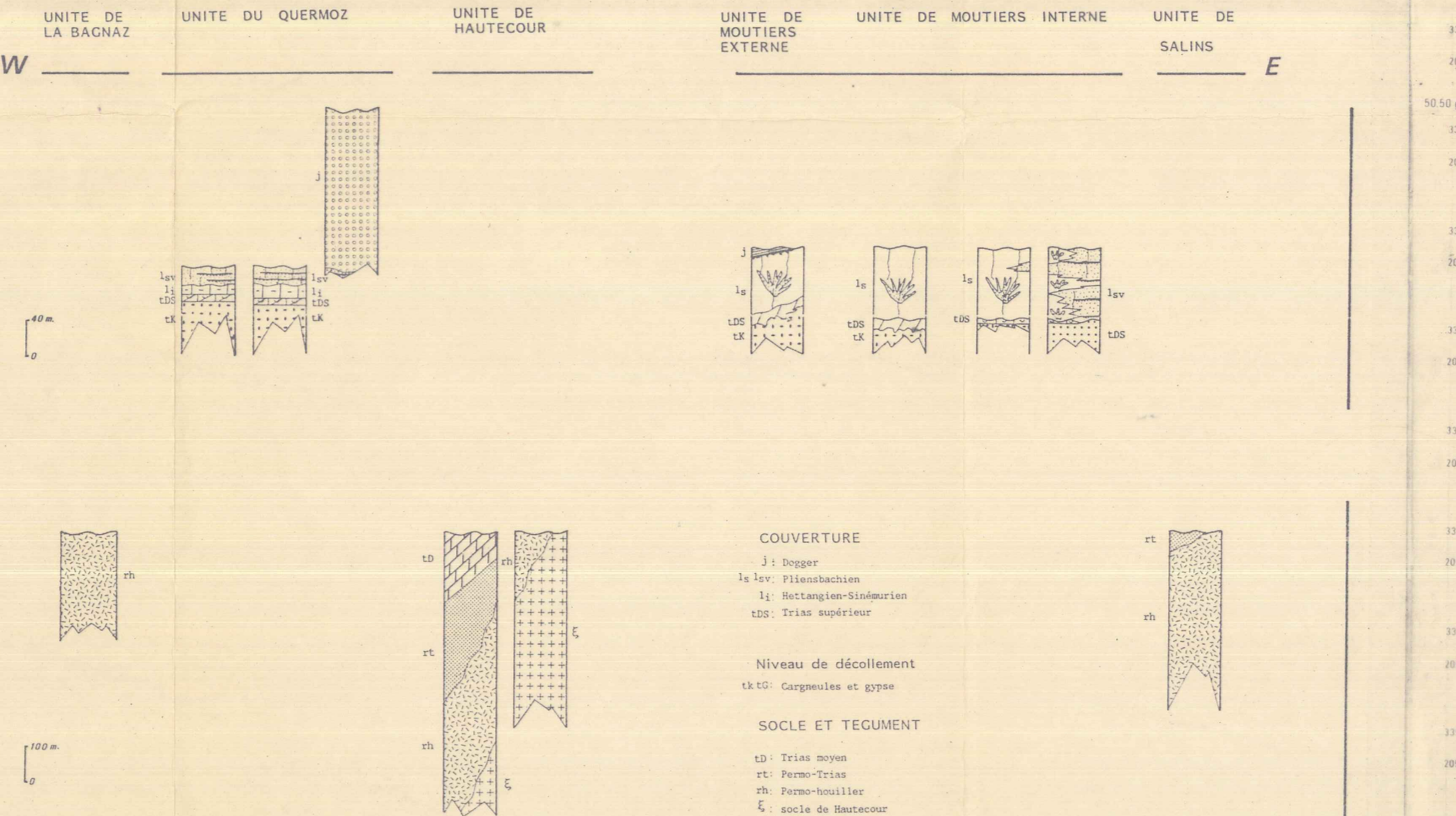
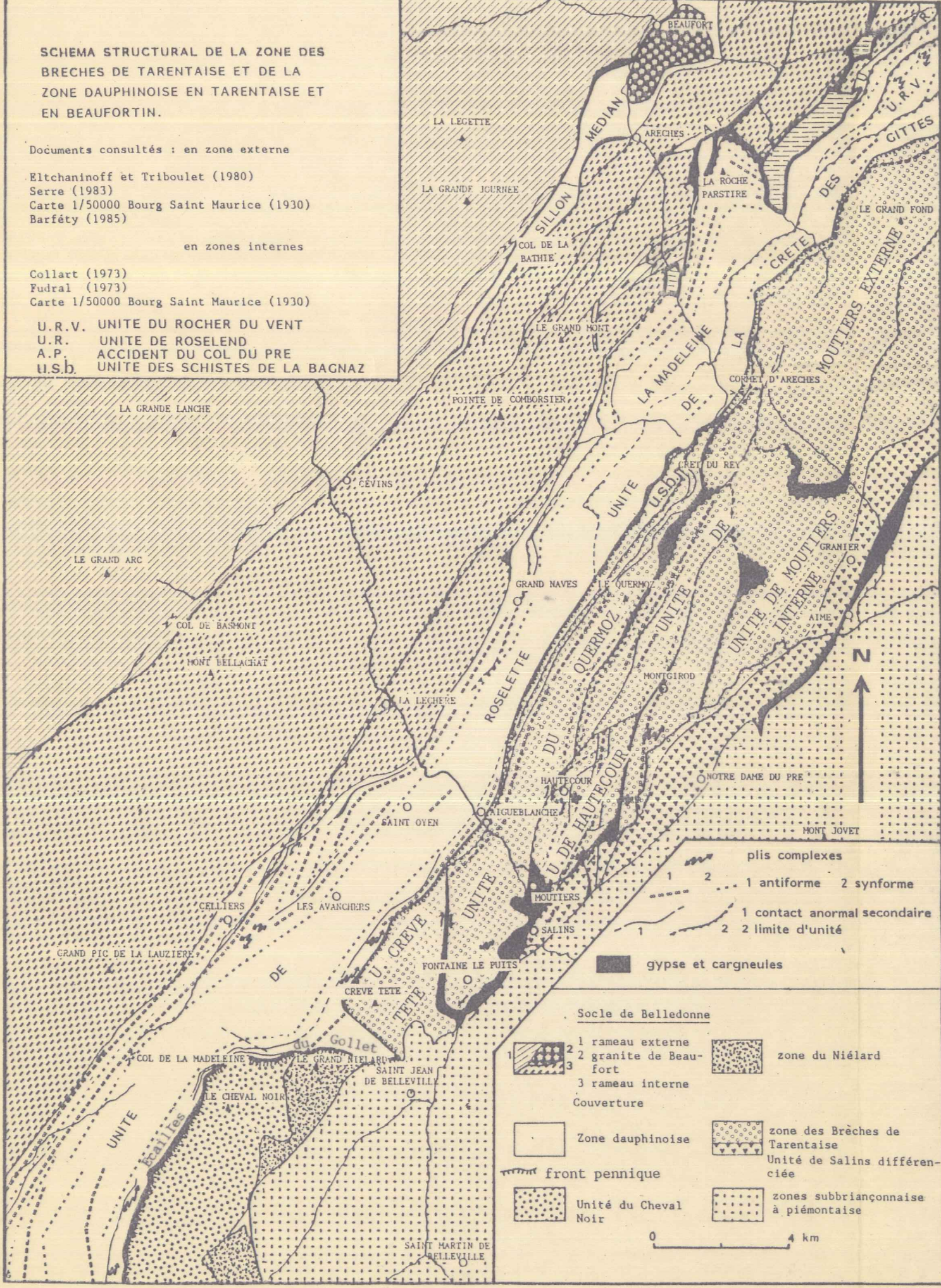


PLANCHE 2

